

岩石鋳物鋳床学会誌

第46巻 第6号

昭和36年(1961)12月5日

研 究 報 文

福岡県篠栗産ブルース石.....	{ 白小田宮	水川中久	晴留信三	雄郎也年
方鉛鋳の加熱による再結晶について.....	斎藤	藤浩	三	
岐阜県恵比寿・遠ガ根両鋳山産砒鉄鋳について.....	五十嵐	俊	雄	
熊本県市房山花崗岩における汚染影響(I).....	大庭		昇	
春別川上流にみられる日高変成帯西縁の塩基性岩類について.....	渡辺		順	
六配位及び四配位金属錯イオンを有する硫酸塩の赤外線吸収.....	{ 大久	森保	啓忠	一道
Barite in the roseki from the Tochiwara mine, Hyogo Prefecture			{ M. Muchi	Y. Hoshino

会 報

昭和36年度日本岩石鋳物鋳床学会総会並びに講演会開催予告

抄 録

鋳物学及び結晶学	Dillnite 及びズニ石との関係	他7件
岩石学及び火山学	New South Wales の基性・超基性捕獲岩	他9件
金属鋳床学	含銅硫化鉄鋳床に関する交代地域の微量成分	他2件
石油鋳床学	傾斜海底に於ける濁水流実験	他3件

東北大学理学部岩石鋳物鋳床学教室内

日本岩石鋳物鋳床学会

会 報

昭和 36 年度日本岩石鉱物鉱床学会総会並びに講演会開催予告

総 会	昭和 37 年 1 月 28 日午前 10 時
懇 親 会	1 月 28 日午後 5 時 30 分
講 演 会	1 月 28 日午前 11 時～午後 5 時
	1 月 29 日午前 9 時 30 分～午後 5 時
場 所	東北大学理学部岩石教室

総会及び講演会の開催月日が本誌 46 巻, 4 号 (10 月号) に予告したものと相違しておりますから御注意下さい。詳細は次号 (47 巻 1 号) にお知らせしますが, 講演予定を下に掲げます。なお折込葉書を御覧の上必ず御送り下さい。

大友 淳: 水熱反応による人工水晶の育成

星野 義昭: 筑豊中部地域の夾炭層に伴う耐火粘土について

木崎 善雄: 群馬県南部第三紀層中の凝灰岩の変質

大沢 稔: 東北地方中部における新第三紀造山運動, 火成活動および鉱化作用の相互関係

八島 隆一: 霊山層産火山岩類の 2・3 の特徴について

松本 幡郎: 阿蘇火山の火山岩について

片田 正人: 非変成古生層および領家変成岩類の化学成分に関する 2・3 の事実

島津 光夫: 安家変成岩中の黒雲母と 2・3 の特徴

林 高朗: 製鉄原料としての北海道内産鉄鉱石

田代 忠一: 鉱石鉱物間の固相拡散に関する 2・3 の熱実験

藤間 峰俊: 宮崎県嶺峯層状含銅硫化鉄鉱床

志達 晃: ブラジル国カマクアン銅鉱床の形態

島田 衛: 日立鉱山の地質学的ならびに鉱床学的研究

谷 正己: 花輪盆地西部の構造発達史ならびに鉱床の生成機構について

鈴木 喜義: 飯豊山塊東部及び北部の石膏鉱床について

鈴木 敏明: 本邦硫黄鉱床の成因

山田 正春: 本州のクローム鉄鉱床の成因に関する一考察

高橋維一郎: 松尾硫黄硫化鉄鉱床の母岩の変質について

南部 松夫: 岩手県高峰鉱山の含金褐鉄鉱

高島 清: 伊豆半島南部の鉱化作用について

白石 辰己: 田麦山周辺の写真地質学

細井 弘: 石油の第一次移動

井島信五郎: 新潟ガス田の成因

〔会 員 動 静〕

〔新入会〕川村明栄 (青森県立柏木農業高等学校), 市原優子 (大阪市住吉区杉本町大阪市立大学教養部地学教室), 河井政治 (岐阜市長良, 岐阜大学学芸学部地学教室), 青木義和 (福岡市箱崎, 九州大学理学部地質学教室)。

〔転勤及び転居〕神山貞二 (東京都世田ヶ谷区北沢 4 丁目 511), 古賀邦彦 (東京都三鷹市下連雀 469 佐藤汀方), 竹内嘉助 (東京都港区赤坂溜池 17 八千代ビル内 鹿島建設技術開発部), 末松市松 (小倉市市営住宅若園第 3 団地 1567 号), 高井浩深 (東京都港区芝公園 22 の 3 芝学園内, 永田 実 (東京都武蔵野市吉祥寺 石油資源開発技術研究所), 橋本克昭 (洲本市字山風野 833)

研究報文

福岡県篠栗産ブルース石

Brucite from Sasaguri, Fukuoka Prefecture

白水晴雄 (Haruo Shirozu)*
小川留太郎 (Tometaro Ogawa)**
田中 信也 (Nobuya Tanaka)***
宮久 三千年 (Michitoshi Miyahisa)****

Abstract : Brucite from Sasaguri occurs as foliated or fibrous aggregates, associating with calcite and yellowish serpentine. $H=2.5$; $S.G.=2.475$; $\omega=1.562$, $\epsilon=1.581$. Chemical analysis gives : SiO_2 0.33, Al_2O_3 0.08, Fe_2O_3 1.69, MgO 64.81, MnO 1.10, H_2O (-) 0.39, H_2O (+) 31.38, total 99.78. X-ray powder data and D.T.A. curve are also given. The mineral seems to have been formed under hydrothermal condition.

1. 前 書 き

福岡市東方の福岡県粕屋郡篠栗町周辺は變成岩や塩基性岩 およびそれらの造岩鉱物の産地として知られ、多くの研究がなされてきた。1955 年 10 月、筆者らは篠栗町山王の蛇紋岩採石場において多量の白色葉片状鉱物を見出し、故岡本要八郎先生はこれをブルース石と推定した。

ブルース石 (水滑石) は通常、(1) 苦灰岩源のスカルンに伴い、とくにペリグレースの変質によって生じる場合 (いわゆる brucite marble) と、(2) 蛇紋岩に伴う場合、との2つの産状があるが、本邦産のブルース石はすべて後者に属し、京都府大江山¹⁾、福岡市今津および福岡県八木山²⁾、群馬県鬼石³⁾、高知市付近⁴⁾などの蛇紋岩中に産することが報告されている。こゝにのべる篠栗のブルース石は数 cm の粗大な結晶をなし、かつ多産するので、今日までに知られた本邦産ブルース石のなかで最も顕著なものといえる。

なお、このブルース石は故岡本先生が生前興味をもたれ、筆者らに検討を命ぜられると

* 九州大学理学部地質学教室

** 福岡市立高宮中学校

*** 九州大学工学部採鉱学教室

**** 愛媛大学文理学部地学教室

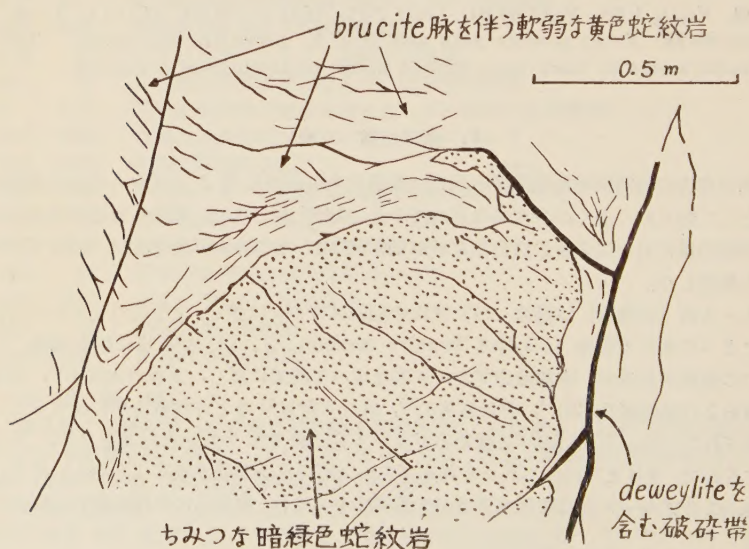
ともに種々有益な御教示を賜つたものである。こゝに謹んで感謝するとともに、この一篇を御霊前にささげたい。

2. 産地および産状

ブルース石の産地は福岡県粕屋郡篠栗町山王にあり、国鉄篠栗線の終点篠栗駅の東方25kmの山王バス停留所南側にある採石場で見出された。付近はいわゆる三郡変成岩に属する泥質～火成碎屑岩源の結晶片岩層よりなり、花崗岩類、変閃緑岩～角閃岩類、蛇紋岩などの酸性～超塩基性火成岩類が各所に貫入している。蛇紋岩は結晶片岩の構造にほぼ調和する岩体として数帯みとめられ、岩体の形態は複雑であるが、浦田英夫⁵⁾によれば chonolith または esmolith 状を呈するといわれる。

ブルース石を産出するのは採石丁場西部の蛇紋岩で、全体として暗緑色ちみつ塊状をなすが、割れ目にむ部分は緑黄～黄色軟弱で片状を呈するに至る。割れ目には、ほぼEWに走る数条の断層様の顕著な裂罅と、それより派生する方向不定の多数の細裂罅とがあり、前者にはしばしばあられ石の針状～放射状結晶集合と褐色粘土状のジュエイ石の共生体が脈状に伴われ、一方、後者の細裂罅（細脈）には方解石とともにブルース石が挟在することが多い。ブルース石を含む細脈が密に錯綜して、蛇紋岩が角礫状となり、そのマトリックスをブルース石結晶集合体が充填するような部分もある。共生鉱物は黄緑色の蛇紋石のほか、上述のような方解石（e, m 面を主とする結晶）をみとめる*。

第1図 ブルース石の産状 (1955. 10. 13 現在の採石場の壁)

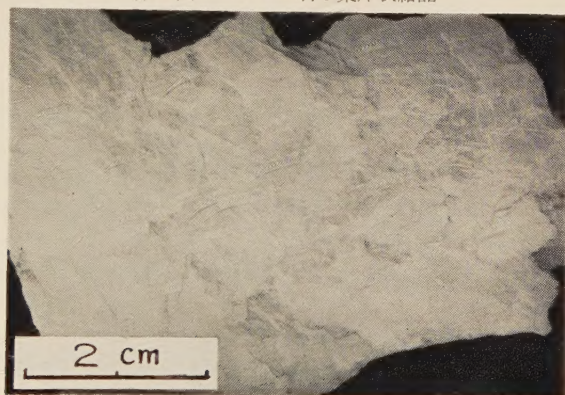


* ブルース石産地の近傍各所に、灰礬ざくろ石、斜灰簾石、クリノクロール、ジュエイ石などを産するが、それら鉱物の産出の概要についてはすでに紹介された⁶⁾⁷⁾。

3. 一 般 的 性 質

山王産のブルース石は白色葉片状をなし、結晶形を示すことはないがときに劈開面上に六角の模様をあらわす。底面に劈開完全で、白雲母に類似する平滑な劈開片は真珠光沢を放ち、劈開片の大きさは最大 10cm に達する。一方、せんい状を呈していちじるしい絹糸光沢を示すものもある*。劈開片には弾性がなく、硬度 2.5、また比重びんと四塩化炭素を用いて測定した比重は 2.475 (27°C) を示す。

第2図 ブルース石の葉片状結晶



4. 光 学 的 性 質

一軸性正で、浸液法による屈折率は次のとおりである。

	ω	ϵ	$\epsilon - \omega$
篠 栗 産	1.562	1.581	0.019
遂 安 産 ⁸⁾	1.566	1.584	0.018
Franklin産 ^{*49)}	1.59	1.60	0.01

5. 化 学 組 成

粗大な結晶集合体をなす試料を集めてさらに精選し、化学分析を行つた結果は第1表のとおりである。比較のために従来知られた他産地の分析値をあわせてかゝげた。

ブルース石とパイロクロアイト $\text{Mn}(\text{OH})_2$ とは同形であつて、たとえば第1表のように Mn が Mg に対し $\text{Mg}:\text{Mn}=5:1$ まで置換する例があるが、篠栗産も少量の $\text{Mn}(\text{OH})_2$ 分子を含むものである。なお、岡本要八郎は福岡市今津のブルース石がマンガンブルース石に近いとのべている²⁾。

* せんい状ブルース石は nemalite とよばれているが、桜井欽一(私信)によれば篠栗産と Hoboken, N. J. 産の nemalite は外観がやゝ異なるという。同氏の御教示に感謝する。

** マンガンブルース石

第1表 ブルース石の化学組成

	篠栗山王産 (田中信也分析)	Wood's mine, Texas産 ⁽⁹⁾	Franklin, N. J. 産 ⁽⁹⁾ (マンガンブルース石)
SiO ₂	0.33	Rem. 1.95	—
Al ₂ O ₃	0.08	—	—
Fe ₂ O ₃	1.69	—	—
CaO	tr	—	—
MgO	64.81	67.34	51.46
NiO	—	—	(ZnO 3.67)
MnO	1.10	0.89	18.11
H ₂ O ⁻	0.39	} 31.52	} 26.76
H ₂ O ⁺	31.38		
total	99.78	100.14	1000.0

6. X線粉末廻折線

化学分析試料の X 線粉末写真を CuK α 線 ($\lambda=1.5418$), 半径 57.3mm のカメラで撮影した結果を第 2 表に示す。比較のため合成した Mg(OH)₂ のデータをあわせてあげた。両者は良く一致している。

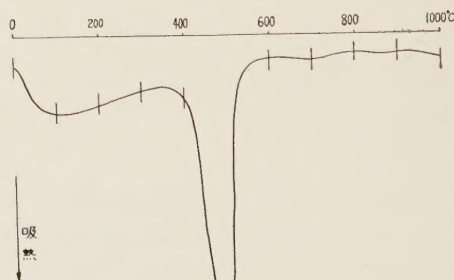
第2表 ブルース石の X 線
粉末データ

篠栗山王産ブルース石		合成 Mg(OH) ₂ ASTM カード, 7-239	
d(Å)	I	d(Å)	I/I ₁
4.75	10	4.77	90
2.72	1/2	2.725	6
2.36	8	2.365	100
1.794	7	1.794	56
1.578	4	1.573	36
1.499	3	1.494	18
1.373	5	1.373	16
—	—	1.363	2
1.315	3	1.310	11
1.192	1	1.192	2
1.185	2	1.183	9
1.118	1/2	1.118	1
1.093	2	1.092	3
1.035	2	1.034	5
—	—	1.030	1
1.009	2	1.0067	7
—	—	0.9543	1
0.952	1	0.9503	5
0.948	2	0.9455	8
0.910	1	0.9085	3
0.900	1/2	0.9001	<1
—	—	0.8974	1
0.894	1/2	0.8923	2
0.866	1	0.8643	5
0.8154	2	0.8156	3

7. 示差熱分析

篠栗山王産試料の実験結果は第 3 図のとおりで、485°C 付近にいちじるしい吸熱ピークがみられるが、これは既知データとほぼ一致している。

第3図 ブルース石の示差熱分析曲線



8. 結 び

福岡県篠栗町山王のブルース石は方解石と共生して蛇紋岩の裂隙をみたす葉片状集合体よりなる。その物理的、化学的性質を検討した結果、既知のブルース石のそれとほぼ合致

し、少量の Mn を含むものである。

産状から判断すると、蛇紋岩がやゝ破碎されたのちに行われた熱水作用により、方解石とともに晶出したものであつて、熱変成鉱物としてのペリクレーズに由来するものではない。ブルース石——方解石共生体とジュエイ石——あられ石共生体とが同一の裂隙中に生じている例はなく、両グループは異なる生成条件によつたと考えられる。

なお、山王の東方 700m にある篠栗町中河内、および福岡市香椎町浜男（いずれも蛇紋岩丁場）からも、筆者の一人（小川）は山王と全く同様なブルース石の産出を確かめた。従つて既知の今津、八木山を含めて、粗大なブルース石結晶集合体を伴う蛇紋岩の産地は、福岡市周辺で計 5 か所にのぼり、なお今後増加することが予想される。

引 用 文 献

- 1) 木下亀城、滝本清、大江山の泥ニッケル鉱床、九州鉱山学会誌, **10**, 1~12, 1939.
- 2) 岡本要八郎、福岡県鉱物誌, **64**~**65**, 1944.
- 3) 片山信夫、群馬県鬼石町のブルース石、鉱物, **2**, 203, 1955.
- 4) 坂本千秋、ブルーサイト含有蛇紋岩の研究、工業化学雑誌, **62**, 1485~1488, 1959.
- 5) 浦田英夫、福岡市北東犬鳴地区の地質—とくに三群変成岩類の層序について、九大教養部地学研究報告, No. 7, 57~68, 1961.
- 6) 岡本要八郎、福岡県新産鉱物略報、地学研究, 9-5, 187~189, 1957.
- 7) 日本礦物趣味の会、標本玉手箱 (7), 地学研究, 12-1, 57~61, 1961.
- 8) Watanabe, T., Kato, A. & Ito, J., The minerals of the Noda-Tamagawa mine, Iwate Prefecture, Japan. II, Pyrochroite ore (Kimiman-ko) and its origin. Miner. Jour., **3**, 30~41, 1960.
- 9) Palache, C., Berman, H. & Frondel, C., Dana's the system of mineralogy. 7th. Ed., 636~639, 1944.
- 10) Kauffman, A. J. & Dillings, E. D., Differential thermal curves of certain hydrous and anhydrous minerals, with a description of the apparatus used. Econ. Geol., **45**, 222~244, 1950.

方鉛鉱の加熱による再結晶について

Recrystallization of galena on heating

斎藤 浩三 (Kozo Saito)*

Abstract : The author have investigated the crystallinity of galena by means of x-ray spectrometer. It was found that galena showed structural plasticity on heating and grinding. The main results obtained were as follows :

(1) Recrystallization of galena on gentle heating was clearly observed from diffraction peak profile, and the crystallinity was increased in increasing with heating temperature.

(2) Disordered galena because of soluble minor impurities showed lattice expansion on heating.

(3) Crystallinity was destroyed by grinding and was recovered on heating again, and structural plasticity of galena was observed.

1. 緒 言

方鉛鉱の化学成分の中、とくに Ag および Bi の 1 部は方鉛鉱に固溶し、格子常数が変化するとともに他の物理性にも影響をおよぼすことについてはさきに報告した¹⁾。方鉛鉱の結晶格子の収縮歪に伴って比重、電気的性質、酸化反応の進行温度もある程度規則的な変化を示し、方鉛鉱の化学成分と諸物理性との間には関連性が認められた。各種方鉛鉱の示差熱分析における酸化発熱反応は格子歪の大きい試料ほど低温度で進行することが見出されたが、方鉛鉱の加熱に際してどのような化学変化が生ずるかを知らるため、加熱した試料の X 線回折を行つた結果、酸化反応が進行するより低い温度で方鉛鉱の回折ピークの形に変化を生ずることが認められた。すなわち、方鉛鉱は数百度以下の加熱によつて一旦再結晶をなすもので、これを磨砕すると比較的容易に結晶性が崩壊し、さらに加熱すると再びもとの状態に復活するという結晶構造的な plasticity が認められたので、実験結果の要点を報告する。

2. 加熱による再結晶

本実験に供した試料は神岡 (栢洞 -200m, 栢洞 -60m, 茂住), 中竜, 尾太, 細倉, 朝日および太良鉱山の 8 種方鉛鉱でこれらの外観的性状, 化学成分および他の物理性はさきに報告したが¹⁾, その主要なものを第 1 表に示した。

供試料は乳鉢で静かに磨砕し、電気炉で 200°C, 300°C および 400°C にそれぞれ 4 分間加熱ののち空气中で冷却した。加熱後は多少固結することもあるが、これは容易に圧砕出来るので再磨砕の必要はない。ガイガーフレックスを用いて (Cu/Ni, 40 KVP,

* 三井金属鉱業株式会社中央研究所

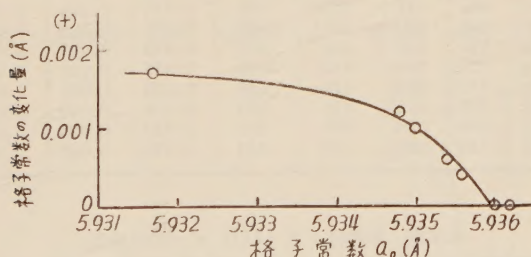
20mA, 1.600c/s, 8sec, 1°/min, 1cm/min, 4°, 0.8mm) の条件で高角側の (642), (640), (711) および (622) ピークを自動記録し, さきと同様の方法¹⁾で精密格子常数を算出すれば第1表の通りである。

第1表 加熱後の精密格子常数 a_0 (Å)

No	試 料	原 試 料			加 熱 温 度 (°C)		
		化 学 成 分		格子常数 a_0 (Å)	200	300	400
		Ag(g/t)	Bi(%)				
1	栃 洞-200m	714	0.03	5.935 ₄	5.935 ₉	5.936 ₀	5.936 ₀
2	栃 洞-60m	630	0.07	5.936 ₀	5.935 ₉	5.936 ₁	5.936 ₀
3	茂 住	436	tr	5.936 ₀	5.936 ₀	5.936 ₀	5.936 ₀
4	中 竜	713	0.09	5.935 ₀	5.935 ₉	5.936 ₀	5.936 ₀
6	尾 太	1.565	0.25	5.931 ₇	5.932 ₉	5.933 ₁	5.933 ₄
7	細 太倉	937	0.03	5.934 ₈	5.935 ₉	5.936 ₀	5.936 ₀
8	朝 日	196	tr	5.936 ₂	5.936 ₁	5.936 ₁	5.936 ₂
10	太 良	476	0.02	5.936 ₀	5.936 ₀	5.936 ₀	5.935 ₉

加熱によつて栃洞-60m, 茂住, 朝日産試料のようにほとんど a_0 の変化しないものと, その他の試料のように a_0 が増加するものとが認められる。未加熱試料の a_0 を横軸に, に, 400°C 加熱した場合の a_0 の変化量を縦軸にとれば両者の間に第1図の関係が得られる。固溶成分が極く少く, 理想結晶に近い方鉛鉱では加熱してもその格子常数は変化しないが, Ag あるいは Bi などの固溶による収縮歪を有する試料では加熱によつて格子常数が増加する。

第1図 加熱による格子常数の増加



方鉛鉱の (642), (640), (711), (622) などの各面の回折ピークは分解能が悪く半価巾が大で高角側になだらかな形の非対称性のピークを示す。これが加熱によつて α_1 と α_2 の分離が歴然となり, 回折強度が増し半価巾が減少して明かに再結晶の現象が認められる。第2表に (642) ピーク, 第3表に (640) ピーク, 第4表に (711) ピークの回折強度および半価巾の加熱による変化を一括して示した。これと全く同様のことがさらに低角側の各ピークについても認められる。1例として細倉産試料の (642) ピークの加熱による変化の状況を第2図に示した。

硫化鉱物を空気中で加熱する場合には酸化あるいは転移などによって新しい物質を生成することがしばしば観察される。第2図のD試料について低角側のピークに $K\alpha_1$, 高角側のピークに $K\alpha_2$ の波長を適用して原子面間隔を算出するとそれぞれそれぞれ 0.793\AA および 0.792\AA でよく一致し、従つて加熱によつて生じた新物質の回折線ではなく、いずれも (642) の2重線であることは明かで、これと同様のことは他の (640), (711) ピークなどについても確認された。

第2表 加熱による (642) ピークの変化

No.	試料	回折強度 (c/s)				半価巾 (rad.)			
		室温	200°C	300°C	400°C	室温	200°C	300°C	400°C
1	栃洞-200m	320	432	544	602	0.049	0.038	0.032	0.031
2	栃洞-60m	336	480	552	582	0.052	0.037	0.031	0.031
3	茂住	336	432	544	592	0.049	0.042	0.033	0.032
4	中竜	320	432	528	544	0.047	0.038	0.034	0.031
6	尾太	304	480	544	608	0.045	0.044	0.040	0.038
7	細倉	304	464	560	608	0.053	0.037	0.033	0.031
8	朝日	320	512	544	560	0.049	0.038	0.033	0.031
10	太良	320	400	496	560	0.039	0.038	0.032	0.030

第3表 加熱による (640) ピークの変化

No.	試料	回折強度 (c/s)				半価巾 (rad.)			
		室温	200°C	300°C	400°C	室温	200°C	300°C	400°C
1	栃洞-200m	256	312	368	400	0.031	0.024	0.023	0.022
2	栃洞-60m	248	320	368	384	0.032	0.025	0.023	0.023
3	茂住	240	320	400	400	0.033	0.027	0.023	0.022
4	中竜	224	304	352	360	0.035	0.026	0.023	0.021
6	尾太	240	384	416	488	0.038	0.030	0.027	0.026
7	細倉	218	312	352	400	0.038	0.026	0.023	0.021
8	朝日	256	336	368	384	0.033	0.024	0.023	0.023
10	太良	240	288	352	384	0.033	0.025	0.023	0.021

第4表 加熱による (711) ピークの変化

No.	試料	回折強度 (c/s)				半価巾 (rad.)			
		室温	200°C	300°C	400°C	室温	200°C	300°C	400°C
1	栃洞-200m	320	408	480	480	0.026	0.022	0.021	0.020
2	栃洞-60m	304	440	488	482	0.029	0.023	0.020	0.020
3	茂住	304	424	496	494	0.028	0.024	0.021	0.020
4	中竜	304	392	416	448	0.028	0.023	0.021	0.020
6	太尾	304	464	504	560	0.037	0.026	0.025	0.024
7	倉細	272	384	432	464	0.031	0.023	0.021	0.021
8	朝日	320	448	464	468	0.028	0.022	0.021	0.020
10	太良	304	384	432	442	0.028	0.023	0.021	0.020

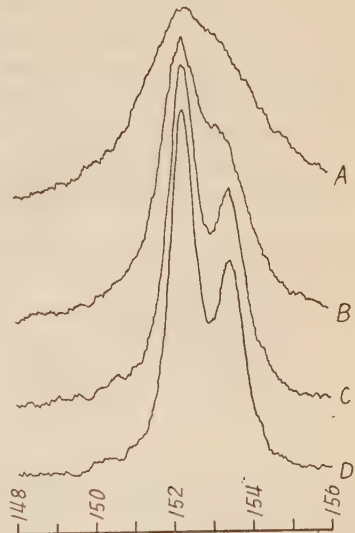
3. 磨砕による結晶性の崩壊

加熱による再結晶の現象は回折ピークの形に明かに認められたが、未加熱試料のピークの乱れは供試料の結晶構造の不整によるものか、あるいは結晶集合体を磨砕した時に生じた1種の歪によるものであるか未だ判然としない。方鉛鉱の磨砕時にも歪を生ずる可能性が考えられるので、この点を検討するため磨砕した試料の X 線回折を行つた。

乳鉢で静かに磨砕した朝日産試料およびこれを小型磁製ボールミルで4時間あるいは10時間乾式磨砕したものをそれぞれ Mount-Morgan 型水簾器にかけて $1\sim 3\mu$ 粒度のものを採取し、さきの条件で X 線回折を行つた。(642) ピークの磨砕による変化は第3図の通り、磨砕時間の増加に従つてピークの形が著しく変化し、10 時間の磨砕試料においては回折線の形が非常になだらかとなつて結晶性の大半を失うに至る。

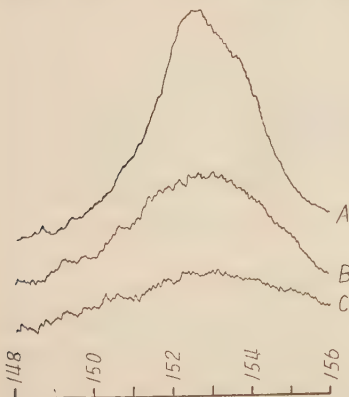
(642) ピークよりも低角側の回折線に対しても碎砕の影響が明かに観察され、(200) 回折線の変化は次の通りである。すなわち、(200) 線は 2.97\AA の原子面間隔を有する方鉛鉱の最強線で、原試料では 2.400c/s の

第2図 (642) ピークの加熱による変化



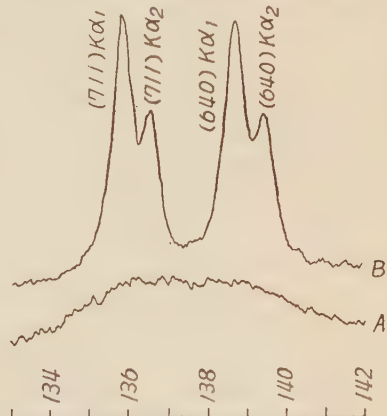
A : 未加熱試料 B : 200°C , 4min 加熱 C : 300°C , 4min 加熱 D : 400°C , 4min 加熱

第3図 磨砕による結晶性の崩壊、(642) ピーク



A : 乳鉢で静かに磨砕 B : 4hr 乾式磨砕 C : 10hr 乾式磨砕

第4図 加熱による結晶性の復活



A : 10hr 乾式磨砕 B : 同上試料を 400°C , 4min 加熱

回折強度であつたものが 10 時間の磨砕によつて約 1/4 に減少するとともに半価巾が著しく増加する。磨砕による (200) ピークの変化を第 5 表に示した。

次に、磨砕によつて一旦結晶性の崩壊された試料を加熱するとどのような変化を生ずるかという点を検討した。磨砕によつて結晶性が崩壊されると第 4 図の A のように (711) ピークと (640) ピークの分離が不明瞭となり 2 つの回折線が一語になつてあたかも 1 本の broad line のような形を呈するに至る。このような試料を 400°C に 4 分間加熱すると第 4 図の B の通り、(711) と (640) 両ピークの分離はもとより、 α_1 と α_2 も明瞭に分離し回折強度が著しく増大して結晶性の復活が認められる。この結晶性の復活の程度は酸化温度以下では加熱温度の上昇に従つて増加する。

第 5 表 磨砕による (200) ピークの変化

試料	回折強度 (c/s)	半価巾 (rad.)
乳鉢で静かに磨砕	2.400	0.0041
磁製ボールミルで 4 時間磨砕	930	0.0050
" " 10 時間 "	520	0.0061

4. 考 察

Ag あるいは Bi の固溶による方鉛鋳結晶の収縮歪に伴つて X 線回折強度も減少の傾向を示すものであるが、これら全般を通じて高角側の回折ピークが broad でかつ α_1 と α_2 の分離も不良である。

一般に回折ピークを自動記録した場合には試料の性質以外に回折装置および記録装置の影響をうけて多少ともピークの形に乱れを伴うもので、slit のひらき、rate meter の time constant, scanning speed, vertical および horizontal divergence などに関係するものである²⁾。これらの中 receiving slit, scanning speed および time constant についてはこの 3 者がある一定の関係を満足する場合に比較的乱れの少ないピークが得られるものであるが³⁾、この外に X 線粉末法では避け得られない因子として試料を形成する結晶子の形、大きさおよび結晶内部の構造などがある^{3,4)}。

これまで、方鉛鋳の回折ピークの乱れについてはほとんど研究報告もなく、わずかに X 線粉末写真から得られた定性的な結果があるにすぎない⁵⁾。筆者は初め、この回折線の乱れは試料本来の性質によるもの、すなわち X 線照射面には化学組成の極くわずかつ異なる無数の結晶粒が全く乱雑に配列しており、それぞれの結晶子よりの回折角がわずかつつずれるために回折線全体が broad になるのであらうと考えた。しかし、化学成分の異なる数多くの試料の回折像を観察すると、不純物の極く少いほぼ純粋な方鉛鋳においても回折線の乱れがあらわれる。

このような試料を加熱すると回折ピークの形に明瞭な変化を生じ、これに伴つて格子歪のある試料の a_0 は次第に増加し、格子歪の少ない試料の値に接近する。本試験における加熱温度は 400°C 以下としたが、方鉛鋳の酸化反応が最も進行的になる温度は示差熱分析熱天秤試験、加熱物の X 線回折の諸結果から 750~770°C と考えられるので⁶⁾、400°C 以下で 4 分間の加熱によつては方鉛鋳の極く局部的な表面酸化を生ずる程度である。これは、5°C/min の割合で加熱した熱天秤試験の増量変化が 310°C からかすかに開始

することによつても判る⁶⁾。しかし加熱した試料の X 線記録紙には方鉛鉱以外の回折線はあらわれないし、また反射顕微鏡下にも他鉱物の生成は全く認められない。従つて、加熱による酸化物の生成あるいは銀、蒼鉛鉱物を離溶したゝめの格子常数の変化ではなく、結晶の内部構造の変化にもとづくものと考えられる。

方鉛鉱の回折ピークの形は磨砕によつて第3図のように変化するが、一般に回折供試料の結晶子が小さくなるに従つて分解能が低下するもので、この点を考慮して磨砕試料の粒度はすべて同様にした。従つて、第3図の回折ピークの変形は結晶子の大きさの影響によるものでなく、主として磨砕歪によるものと考えられる。

5. 総 括

方鉛鉱は酸化温度より低い温度で再結晶し、また磨砕による結晶性の崩壊が回折線の形から確認された。実験結果の要点は次の通りである。

(1) 方鉛鉱は数百度の加熱によつて再結晶をなし、酸化温度以下では温度の上昇に従つて結晶性は良好となる。

(2) Ag あるいは Bi の固溶による格子歪を有する試料では再結晶に伴つて格子常数の増加が認められる。

(3) 磨砕によつて結晶性は崩壊するが、このような試料でも加熱によつて再び結晶性を復活し、結晶構造的な plasticity が認められる。

本研究を実施するにあたり三井金属鉱業株式会社中央研究所長徳永惇氏、同所次長三野英彦氏は絶えざる御指導と御鞭撻を賜わり、高林副社長は発表を許可された。また、東北大学理学部竹内常彦教授、選鉱製錬研究所南部松夫助教授にも終始懇切な御指導を賜わり、各種実験試料を御恵与下された。これらの各位に厚く御礼を申し上げたい。

引 用 文 献

- 1) 斎藤浩三, 岩鉱, **46**, 158~171, 1961.
- 2) Peiser, H. S. et al, X-Ray Diffraction by Polycrystalline Materials, 227~229, 1955.
- 3) Klug, H. P., Alexander, L. E., X-Ray Diffraction Procedures, 305~317, 491~538, 1954.
- 4) James, R. W., The Crystalline State, Vol. II, 522~555, 1948.
- 5) Wasserstein, B., Am. Min., **36**, 102~115, 1951.
- 6) 三野英彦, 斎藤浩三, 日鉱, **75**, 917~922, 1959.

岐阜県恵比寿・遠ガ根両鉱山産砒鉄鉱

Löllingite from Ebisu mine and Tohgane
mine, Gifu Prefecture

五十嵐 俊 雄 (Toshio Igarashi)*

1. 緒 言

砒鉄鉱は比較的産出の稀な鉱物でこゝに報告する恵比寿・遠ガ根両鉱山のほかに、わが国では岩手県六黒見鉱山¹⁾、岡山県山宝鉱山、大分県木浦鉱山、宮崎県七呂久鉱山²⁾に産出することが知られているに過ぎない。

恵比寿・遠ガ根両鉱山は古来ベグマタイト鉱物で有名な岐阜県苗木地方の北西縁に位置するタングステン鉱床で、恵那郡蛭川村にあり、恵比寿鉱山は現に稼行中で、タングステンと蒼鉛を生産している。

2. 両鉱山の地質³⁾・鉱床の概要

恵比寿鉱山⁴⁾は苗木型細粒黒雲母花崗岩と流紋岩類⁵⁾および花崗斑岩の接触部附近に胚胎するグライゼン化作用を伴う錫タングステン石英脈で、本山坑、湊山坑の2鉱床があり、本山1・2・3号鉱、回生鉱、東天鉱、大昭和鉱、湊山3号を主とし、N60°WないしN80°Eの走向を有する10数条の鉱脈で構成されている。主要鉱脈の鉱石鉱物⁶⁾は鉄マンガン重石、ビスマス鉱物⁷⁾、砒鉄鉱からなり輝水鉛鉱と、少量の灰重石、錐石、モナズ石、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱を伴う。脈石鉱物は石英、黄玉、螢石および白雲母である。

砒鉄鉱は東天鉱着脈点附近で、東天鉱に斜交するN40°Wの走向を有する幅10~15cmの鉱脈、大昭和鉱の西端に近い部分、および東天鉱下部の主要鉱石鉱物として産出し、少量の鉄マンガン重石を伴う。

遠ガ根鉱山は恵比寿鉱山の北西約2kmの地点にあり、流紋岩類および花崗斑岩を母岩とする鉄マンガン重石・砒鉄鉱・自然蒼鉛・石英脈鉱床である。鉱床はN60°Eの走向を有する本鉱を主脈とし、これより分岐したE-W系の中鉱、上盤鉱など数条の鉱脈からなる。

本鉱は鉄マンガン重石、砒鉄鉱、自然蒼鉛を主要鉱石鉱物とし、とくに砒鉄鉱を多量に含有することでは異色ある鉱脈である。これに対し、中鉱を代表とする分岐脈の鉱石鉱物は変化に富み、一般的には分岐点から東方に向い、砒鉄鉱・鉄マンガン重石・自然蒼鉛の組合せから数mないし10数mの不毛部を経て硫砒鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱などを主体とする硫化鉱物の組合せに移化する。なお、1部には磁鉄鉱が認められ、輝水鉛鉱は細脈状で主要鉱脈を切る。本坑中鉱晶洞から、水晶柱面に附着して赤色柘榴石**お

* 地質調査所仙台駐在員事務所

** X線粉末回折試験により $a_0=11.6\text{\AA}$ の値を得た。

よび板状磷灰石* が産出する。脈石鉱物は主として石英で、少量の螢石と方解石を伴う。鉍脈附近の母岩の変質は螢石を伴う珪化作用（軽度のグライゼン化）および緑泥石化作用がみられる。

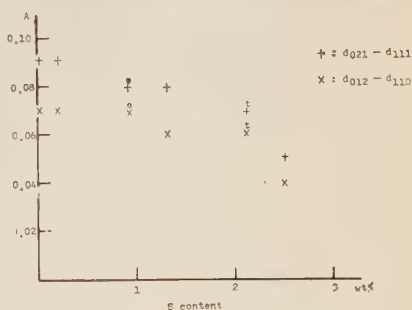
3. 砒 鉄 鉍

両鉍山における砒鉄鉍の産状は、放射状あるいは脈幅 15~20cm の鉍脈を完全に充填する場合が多い(第2図1)。反射顕微鏡下では、砒鉄鉍は鉄マンガン重石、自然蒼鉛と共生し(第2図4)、磁鉄鉍に先立つて晶出している(第2図5,6)。

一般に砒鉄鉍と硫砒鉄鉍は肉眼的にも、反射顕微鏡下でも、その性質が酷似し、その識別には腐蝕試験、X-線粉末回折試験、化学分析等が必要であるが、もつとも簡単には HNO_3 (1:1)、あるいは CoAsS で飽和した王水で腐蝕するか⁸⁾、偏光下で観察すれば双晶の発達していることから識別出来る(第2図, 2,3)。

反射顕微鏡下の性質 砒鉄鉍の反

第1図 砒鉄鉍の面間隔とS含有量の関係



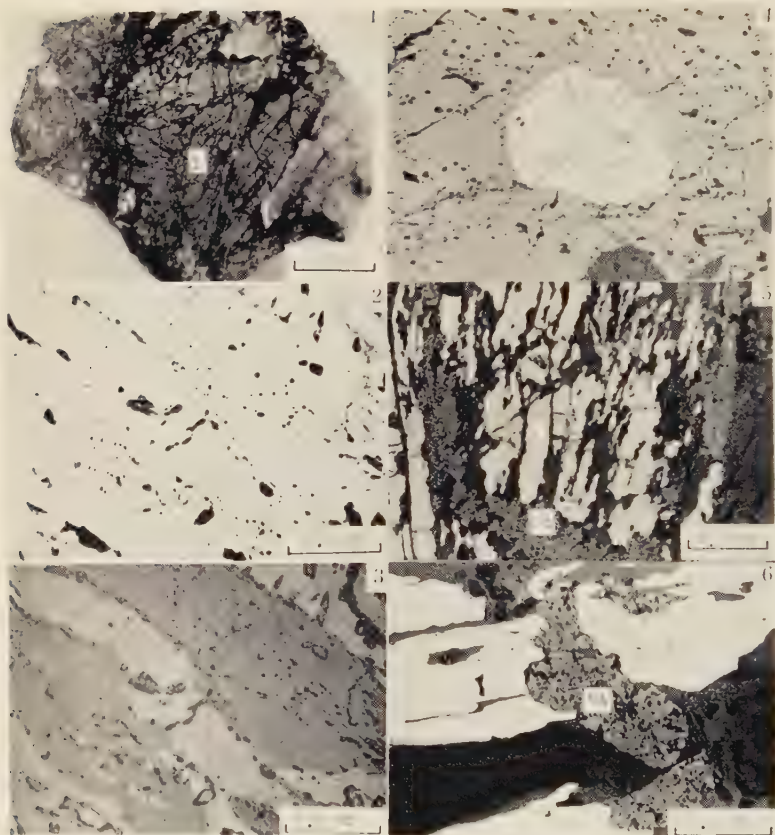
e : 恵比寿鉍山産砒鉄鉍
t : 遠ガ根鉍山産砒鉄鉍
+ x : 合成砒鉄鉍¹⁰⁾

第1表 砒鉄鉍と硫砒鉄鉍の反射顕微鏡下の性質

			砒	鉄	鉍	硫 砒 鉄 鉍			
反 射 色	灰 白 色	黄 灰 白 色							
反 射 能	高 (硫砒鉄鉍より高)	高							
反 射 多 色 性	弱	弱							
異 方 性	甚 だ 顕 著	顕 著							
硬 度	E	F 土							
腐 蝕 試 験									
	HNO ₃	褐 色 に 変 化	黒			黒		変	
	FeCl ₃	褐 黒 色 化	不			不		変	
	HCl					"			
	KCN	"				僅 かに 変 色			
	HgCl ₂	"				ほとん ど 不 変			
	KOH	"				不		変	
王水 (CoAsS で飽和)			黒		変	"			

* 磷灰石の屈折率は $n_0=1.630$, $n_e=1.635$ であつた。

第2図



1. 脈状砒鉄鉱, 2. 大形砒鉄鉱, 3. 同(十字
ニコル), 4. 砒鉄鉱, 自然蒼鉛と鉄マンガ重石, 5.
砒鉄鉱を切る磁鉄鉱細脈, 6. 同, L: 砒鉄鉱,
Bi: 自然蒼鉛, Wol: 鉄マンガ重石 Mt: 磁鉄鉱

射顕微鏡下の性質を硫砒鉄鉱と比較し、第1表に掲げた。その結果は岩手県六黒見鉱山産砒鉄鉱¹⁾、および Ramdohr, P.⁹⁾ の記載と一致する。標準試薬以外に CoAsS で飽和した王水による腐蝕試験が硫砒鉄鉱との識別に有効である。

X-線粉末回折試験 両鉱山産砒鉄鉱のX線粉末回折線を第2表に示した。本表には合成鉱物 FeAs₂¹⁰⁾、A. S. T. M. カード、および六黒見鉱山産¹⁾ のものを併記した。

Neumann, H.¹⁰⁾ 等は砒鉄鉱中のS含有量とX線粉末回折線との関係を研究し、 d_{012} - d_{110} と d_{021} - d_{111} の narrowing が砒鉄鉱中のS含有量の直接測定に用いられることを示し、S含有量の増大に伴い漸次 narrowing の減少することを見出した。遠ガ根・恵比寿両鉱山産のものも大体妥当な点にプロットされる (第1図)。

第2表 砒鉄鉱のX線粉末回折線

hkl	1		2		3		4		5		6	
	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
012	v s	2.94										
110	s	2.59	92	2.61	93	2.60	100	2.62			100	2.60
021	s	2.52	100	2.55	100	2.55	90	2.55	s (b)	2.56	60	2.54
111	v s	2.41	58	2.42	41	2.42	44	2.43	w	2.40	40	2.40
		2.32	100	2.35	93	2.34	88	2.35	s	2.33	80	2.34
		9 (b)	2.06				10	2.06	w	2.02	10	2.04
022	w	1.975	12 (b)	1.977	20	1.975	20	1.987			20	1.968
112	v w	1.920	10	1.942	15	1.936	18	1.942			10	1.931
013	m	1.855	40	1.867	70	1.857	45	1.869			80	1.854
121	m	1.840	60	1.860			60	1.861				
									s	1.84		
									v w	1.80	10	1.804
031	s	1.686	38	1.691	27	1.685	30	1.696	m	1.68	40	1.678
			45	1.642		1.641	48	1.643				
		1.632	48	1.639	51 (b)	1.635	50	1.638	v s	1.63	70	1.636
103	s	1.626										
		1.609					12	1.598				
023	v w	1.589									10	1.581
113	v w	1.560	11	1.569	17	1.567	12	1.570			20	1.564
130	w	1.500	28	1.506	15	1.504	18	1.509			10	1.500
004	w	1.490	25	1.495			10 (b)	1.497			10	1.487
014		1.481										
200	m	1.436	30	1.453	18 (b)	1.453	25	1.448	m	1.45	30	1.453
123	w	1.388										
132	w	1.341	25	1.342			10 (b)	1.346	w	1.34	20	1.340
033	v w	1.317					8	1.321			10	1.311
024	w	1.297	11	1.301			12	1.304			30	1.295
202	v w	1.289					10	1.293	w	1.29	20	1.281
220		1.275										
212	m	1.256	16	1.266			20	1.265	m	1.27	30	1.268
221	w	1.235							w	1.24	20	1.243

1 : 合成砒鉄鉱, H. Neumann, K. Heier and J. Hartley

2 : 遠ガ根鉱山産砒鉄鉱, I, Co K α , 8-1-4, 0.4mm ガイガーフレックス使用

3 : 同 上 II, Cu K α , 8-0.8-2, 0.2mm ガイガーフレックス使用

4 : 恵比寿鉱山産砒鉄鉱, Co K α , 8-1-4, 0.4mm ガイガーフレックス使用

5 : 六黒見鉱山産砒鉄鉱, 竹内, 島田, 南部, 岡田

6 : 砒鉄鉱, A. S. T. M. カード No. 5-0650

第3表 化 学 成 分 表 (分析者：地質調査所)

	遠ガ根鉍山産砒鉄鉍		恵比寿鉍山産砒鉄鉍	
	wt %	カチオン比	wt %	カチオン比
Fe	27.31	33.3	26.63	33.7
As	68.00	61.9 } 66.6	67.90	64.2 } 66.2
S	2.22	4.7 }	0.92	2.0 }

化学成分 砒鉄鉍の化学分析値を第3表に示した。砒鉄鉍は Buerger¹¹⁾ により $\text{Fe}_{2+x}\text{As}_{4-x}$ (x は恐らく 0.2 を越えない) と与えられている。これは従来砒鉄鉍の分析値が、 FeAs_2 とした場合過剰の Fe を示すことが多かつたことから、As の 1 部を Fe が置換する固溶体を考えたのであるが、これに対し、Pehrman¹²⁾ は新しい分析値の大部分が $\text{Fe}(\text{AsS})_2$ に一致することを指摘し、多くの場合、古い分析値の過剰の Fe は分析の誤差であろうと示唆している。

従来の分析値の S の最大含有量は 6.73%¹³⁾ (Breitenbrunn. Aver. of 2 anal.) で Sulfurian loellingite variety として geyrite と呼ばれている。六黒見鉍山産のものは 10.41%¹⁾ と高い値を示しているが、おそらく、硫砒鉍の混在がその大きな理由ではなからうか。

新しい分析値では 2% S を越えることはきわめて稀である。合成実験では 90mol% FeAs_2 , 10% FeS_2 に相当する Fe, As, S を封じ込んで 600°C, 90 時間加熱した場合に free S が残存していたと報告されている¹⁰⁾。その後 Clark¹⁴⁾ は 600°C における Fe-As-S 系について相関係を研究し、磁硫鉄鉍と砒鉄鉍とは小さな 3 成分固溶体域をもつと想定しているが、詳細は不明な点が多い。

遠ガ根・恵比寿両鉍山産のものはそれぞれ $\text{Fe}_{33.3}\text{As}_{61.9}\text{S}_{4.7}$, $\text{Fe}_{33.7}\text{As}_{64.2}\text{S}_{2.0}$ の値を示し、Co や Ni に乏しい種類で、Pehrman の分子式によく適合し、遠ガ根鉍山産砒鉄鉍は S に富んだ種類と云える。

第4表には同一試料を用い分光分析法による微量成分分析結果を示した。Bi が多量に検出されているが、両鉍山とも砒鉄鉍と自然蒼鉛が密接に共生するから、その混入に起因すると思われる。

第4表 微 量 成 分 表 (p.p.m)

(分析者：地調 高橋 清)

	Sb	Bi	Ge	Ga	In	Sn	Cd	Mo	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Ag	W
恵比寿鉍山産 砒鉄鉍	—	500	—	—	—	—	—	10	—	40	0.00 n%	25	—	—	—
遠ガ根鉍山産 砒鉄鉍	—	500	—	—	—	—	—	40	—	5	0.00 n%	10	—	2	—
遠ガ根鉍山産 硫砒鉄鉍	—	15	—	—	—	—	—	40	—	—	0.00 n%	10	—	—	—

4. 結 び

恵比寿・遠が根両鉱山は苗木花崗岩に關係する気成ないし高温熱水性鉱床で、その鉱化作用は4時期に細分され、晩期に硫化鉱物が濃集する傾向がある⁶⁾。砒鉄鉱は硫化鉱物に先立ち、比較的高温で、Sに乏しい時期に晶出したと考えられ、鉄マンガン重石、自然蒼鉛と密接な共生關係を示している。両鉱床に共通する現象と、砒鉄鉱の諸性質の類似性などから、その晶出時期を基準として両鉱床を比較検討すれば、鉱化作用のずれや、細かい相違など興味ある問題を提供するものと考えられる。

本文を草するにあたり、高橋清氏に微量成分分析をわずらわしたほか、浜地忠男、大町北一郎・坂巻幸雄の諸氏に御教示を戴いた。また、東北大学竹内常彦教授には終始御指導と、本文の御校閲を賜った。こゝに明記して深謝の意を表する。

引 用 文 献

- 1) 竹内常彦, 島田 衛, 南部松夫, 岡田広吉, 岩手県六黒見鉱山産砒鉄鉱について, 東北大選研彙報, **13**, 123~129, 1957.
- 2) 山岡一雄, 宮崎県土呂久鉱山の地質ならびに鉱化作用について, 鉱山地質, **9**, 69~81, 1959.
- 3) 柴田秀亨, 美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩類およびベグマタイト (其の1), 地質雑, **46**, 465~480, 1939.
- 4) 浜地忠男, 岐阜県苗木地方ウラン調査報告, 2. 恵比寿鉱山, 地調月報, **9**, 471~478, 1958.
- 5) 河田清雄, 山田直利, 磯見 博, 村山正雄, 片田正人, 中央アルプスとその西域の地質——その2 濃飛流紋岩類, 地球科学, **54**, 20~31, 1961.
- 6) 五十嵐俊雄, 坂巻幸雄, 岐阜県苗木地方の金属鉱床 (1) タングステン鉱床, (要旨) 岩鉱, **43**, 109, 1959.
- 7) 浜地忠男, 坂巻幸雄, 2・3の放射性ビスマス鉱物について (予報), 合同秋季大会講演, 1957.
- 8) Stevenson, J. S., Uranium mineralization in British Columbia, Econ. Geol., **46**, 353~366, 1951.
- 9) Ramdohr, P., Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Akademie-Verlag, Berlin, 1955.
- 10) Neumann, H., Heier, K., & Hartley, J., On loellingite (FeAs_2), Norsk. Geol. Tidss., Bd. **34**, 157~165, 1955.
- 11) Buerger, M. T., The crystal structure of löllingite FeAs_2 , Z. Krist. (A), **82**, 165~187, 1932.
- 12) Pehrman, G. Löllingite von Kuortane, Acta. Acad. Aboensis, Moth. et Phys. XVII, 2, 1950.
- 13) Palache, C., Herman, & C. Frondel Dana's System of mineralogy 7ed. **1**, 303~307, 1944.
- 14) Clark, L. A.: Phase relations in the system Fe-As-S, Am. Geophys. Union Program, 39th Annual Meeting, 1958.

熊本市房山花崗岩における汚染影響 (I)

市房山附近の地質と花崗岩

Contamination-effect in Ichifusayama granite (I)
Geology and granite in the vicinity of
Ichifusayama

大庭 昇 (Noboru Ōba)*

Abstract: The Ichifusayama granite situating in the border of Kumamoto and Miyazaki Prefectures intrudes discordantly into the basement sedimentaries (Yuyama formation) which are mainly composed of phyllite and sandstone and accompanied by schalstein and chert, and can be correlated to a part of the Shimanto Group.

The mass can be divided regionally and petrographically into Fûnoki-haru- and Ikenomoto-type, both types include various xenoliths in wide area. The later is richer in xenolith than the former. Ikenomoto-type granite and its xenolith are closely related.

1. ま え が き

熊本・宮崎県境に、円状に分布する市房山花崗岩 (第1, 2図) は、四万十累層群に対比される基盤堆積岩層を、ドーム状に、不調和に貫く岩株状岩体である。

筆者は、1959~1961年に、主に、熊本県側の調査を行つた¹⁾。その結果、2, 3の事実が明らかにされた。

本報では、従来、余り明らかにされていない、この附近の地質のあらましと、花崗岩体の性質について述べることにする。

2. 地 質

この地域の地質は、湯山累層 (仮称)、市房山花崗岩、古期砂礫層、熔結凝灰岩、新期砂礫層およびローム層よりなる (第2図)。

湯山累層 主に、千枚岩および砂岩の互層よりなり、半片岩、輝緑凝灰岩およびチャートを介在している。

本地域のものは、主に、千枚岩、砂岩の互層よりなること、半片岩の認められること、塩基性火成岩の全く存在しないこと、縞状石英黒色千枚岩²⁾の認められないことなど、層相、岩相上の特徴から、調査地域東方の三方岳累層^{2,3)}に、また、地域西方の四浦累層に対比される。

本累層の露出は、湯山の東方、および北東方市房ダム附近に良好であるので、便宜上、

* 鹿児島大学文理学部地学教室

本累層を湯山累層と仮称することにする。

調査地域の北部は、主に、黒色千枚岩（ないし粘板岩）および砂岩（ないしシルト岩）よりなり、緑色輝緑凝灰岩および、橋本⁴⁾の記載している、灰色ないし暗青灰色の、成層状をなす半片岩と、薄い千枚岩の、葉片状に交互する（厚さ（1mm—1cm 数の互層）半片岩（砂岩片岩）を介在している。

古屋敷—市房ダム間および幸野—湯山間は、主に、黒色千枚岩（ないし千枚岩質粘板岩）および中粒ないし細粒青灰色（風化部、乾燥部は灰白色淡緑灰色）砂岩の厚い互層（各単層の厚さ 数 m—10 数 m）よりなり、緑色ないし赤紫色輝緑凝灰岩および白・淡緑・褐色のチャート薄層を挟む。市房ダムは、幸野と湯山間の、輝緑凝灰岩の部分に建設されている。

本累層中の粘土質岩は、全域にわたり、ほとんど常に千枚岩質であり、また、輝緑凝灰岩においても、剝理性が極めて著しい。

また、東西性の微および小褶曲著しく、これに伴う断層が多く、層間褶曲も各所で認められる。従つて、本累層はその形成後、構造の変形、弱変成作用をひき起したような構造運動を経験したことに疑いがない。

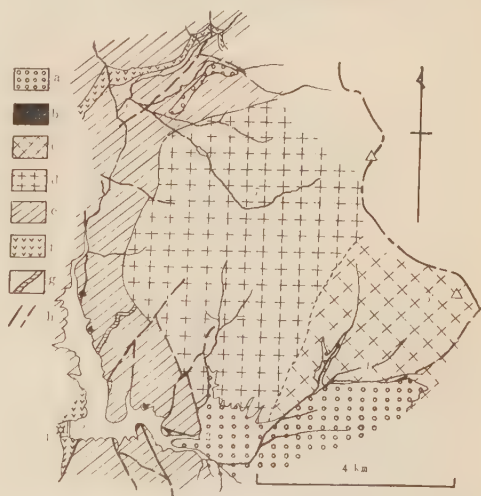
本地域の断層系には、北東—南西々系のものと、南北系のものと2系統があり、前者は、地形的にも明瞭で、特に、前者は、南九州に卓越

第1図 市房山の位置



A 白杵—八代線 B 仏像線
C 延岡—紫尾山線

第2図 熊本県市房山附近地質図



a 新期砂礫層及びピローム層 b 熔結凝灰岩 c 池元型花崗岩 d 朴木原型花崗岩 e 湯山層（千枚岩と砂岩の互層） f 輝緑凝灰岩 g チャート
h 断層 1 幸野 2 市房ダム 3 湯山 4 池元
5 湯山峠 6 古屋敷 7 朴木原

する構造線の方向と全く一致する。

本地域の北側を、北東から南西に走る仏像線から、南東方に離れるにつれて、動力変成の度が強まることを橋本²⁾は指摘しており、また、この構造線と延岡—紫尾山構造線⁵⁾との間に、千枚岩帯の発達していることが報告されている。本調査地域は、明らかに、この千枚岩帯に属し、本地域に卓越する北東—南西の断層群は、上の延岡—紫尾山構造線の延長上、または、その近くのもとと見ることができよう。

本累層は、花崗岩の周囲、巾 500m ないし 1km にわたり、接触熱変成作用を蒙っており、市房ダム—古屋敷間では、千枚岩中に、肉眼的大きさの堇青石斑状変晶の形成されているのが観察される。

古期砂礫層 谷の側壁に、しばしば熔結凝灰岩に被われて残されている氾濫原・山麓崩壊および段丘堆積物で、礫および礫間充填物は、すべて基盤岩類に由来したものである。幸野—古屋敷間で、よく観察される。

熔結凝灰岩 阿蘇泥熔岩と呼ばれているもので、基盤岩類と古期砂礫層を直接被っている。

これは、主に、火山ガラス、斜長石、黒雲母および紫蘇輝石よりなる。黒雲母の多いことは注目される。黒曜石質のレンズ状のパッチを包有し、流理構造が著しい。しばしば、花崗岩の礫を含んでいる。

新期砂礫層およびローム層 地域内各所で、扇状地、山麓崩壊、残丘堆積物が認められる。これらのものは、主に、基盤岩類から由来した巨礫からなっている。湯山東方および古屋敷北東方のものとは著しい。また、全域にわたり、この地方で“イモゴ”と呼ばれている、厚さ数 10m ないし 1m の黄褐色ローム層が分布している。

3. 市房山花崗岩

この岩体の主体を構成するものは、優白色細粒黒雲母花崗閃緑岩で、古屋敷—朴木原—湯山間でよく観察される。便宜上これを朴木原型と呼ぶことにする。

一方、湯山—池元—湯山峠間で観察されるものは、暗色ないし暗緑色細粒で、著しく捕獲岩にとみ、捕獲岩と密接な関係があると認められるもので、便宜上、これを池元型と呼ぶことにする。

市房山花崗岩は、上のような岩相上の違いと、後で述べる鉱物成分および化学成分の違いから、朴木原型と池元型との 2 型に区別することができよう。両者のモードおよび光学的性質を、それぞれ第 1 表および第 2 表に示す。

第 1 表 市房山花崗岩のモード組成

No.	1	2	3	4	5
石英	30.6	31.0	34.9	29.5	30.4
正長石	26.2	11.4	11.4	8.7	11.3
斜長石	26.1	34.3	38.8	40.6	38.5
黒雲母	13.3	21.7	14.1	17.9	17.7
その他	3.8	1.5	0.9	3.2	2.1

1, 2. 朴木原型

3, 4, 5. 池元型

1. 黒雲母花崗閃緑岩, 朴木原

3, 4, 黒雲母花崗閃緑岩, 湯山

2. 同, 由迎

5. 同, 池元

第2 表 市房山花崗岩とその捕獲岩の構成鉱物の光学的性質

	斜 長 石	黒 雲 母	角 閃 石
朴 木 原 型 黒雲母花崗閃緑岩	$n_1=1.535$ $n_2=1.560$ An 15-50	$\beta=1.660$ X=light yellow Y=Z=reddish brown	nil.
池 元 型 黒雲母花崗閃緑岩	$n_1=1.539$ $n_2=1.555$ An 20-41	$\beta=1.654$ X=light yellow Y=Z=deep reddish brown	nil.
閃緑岩質捕獲岩	$n_1=1.538$ $n_2=1.560$ An 19-50	$\beta=1.659$	$\alpha=1.651$ $\gamma=1.669$ $2V_x=61^\circ$ X=light yellow Z=light yellowish green
輝緑岩質捕獲岩	$n_1=1.544$ $n_2=1.560$ An 32-50	$\beta=1.647$ X=clear light yellow Y=Z=brown	X=light yellow Z=light yellowish green
黒雲母片状捕獲岩	$n_1=1.537$ $n_2=1.553$ An 18-37	$\beta=1.667$	nil.

薄片は、硝酸コバルトナトリウムで染色⁶⁾し、ポイント、カウンターにより、面積528-500mm²、IC=56-50の薄片について、標本1個につき、それぞれ2枚を計測した。分析誤差はChayes⁷⁾のreplication scheduleにより2.0以下。

岩体全域で、大きさ、径1cm前後、時には5cm前後の黒色電気石の塊状および放射状集合体、また、電気石細脈、電気石-石英細脈（厚さ数mm-1cm前後）が認められる。

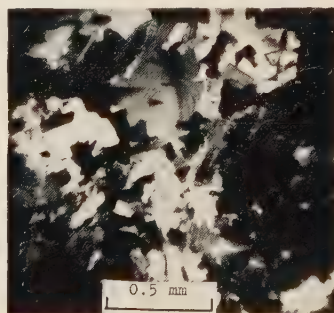
朴木原型 優白色細粒の黒雲母花崗閃緑岩で、主に、石英、正長石、斜長石および黒雲母よりなる。正長石の量は、場所によりかなり差がある（第1表）。副成分鉱物として、磷灰石、ジルコン、磁鉄鉱、黄鉄鉱および黒色電気石が認められる。

池元型 多数の捕獲岩類を包有し、捕獲岩から由来したレリクトと認められる。大きさ、径1-数mmの緑色のものが極めて多いことが特徴的で、このため、全体として、緑色がかった外観を呈する。

主成分鉱物は、朴木原型とほとんど変わらないが、次のような、多少異つた点が認められる。

斜長石には、大きな斑晶状のものと、小さな

第3図 市房山花崗岩の石英、正長石、斜長石、黒雲母の細粒集合（十字ニコル）



ものが認められる。両者共、累帯構造を示し、多少分解している。多くの細粒の、アルバイト式双晶を示す斜長石を包有している石英が認められる。細粒の石英、正長石、斜長石黒雲母の粒状集合物がしばしば観察され、このものは、また、同じ種類の、大きな鉍物間の間隙を埋めており、捕獲岩（おそらく堆積岩源の）レリクトと見られる（第3図）。副成分鉍物として、燐灰石、磁鉄鉍、ジルコン、ガーネット、榭石および白雲母などが認められる。

引用文献

- 1) 斉藤正次, 宮崎県地質と地下資源, 宮崎県 (編), 1955.
- 2) 橋本 勇, 九州大学農学部附属宮崎演習林三方団地の地質, 九州大学農学部演習林報告, No. 28, 73~101, 1957.
- 3) 野田光雄, 橋本 勇, 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内附近の地質構造, 九州大学教養部地学研報, No. 5, 17~24, 1958.
- 4) 橋本 勇, 熊本県球磨郡北西部地域の時代未詳層群の層序と地質構造, 九州大学教養部地学研報, No. 1, 31~45, 1955.
- 5) 野田光雄, 宮久三千年, 斉藤正次, 神戸信和, 井上正昭, 木野義人, 九州南部の時代未詳層群 (演旨), 地質雑, 62, 358, 1956.
- 6) Chayes, F., Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section, *Am. Min.*, 37, 337~340, 1952.
- 7) Chayes, F., *Petrographic modal analysis*, John Wiley, 1956.

春別川上流域にみられる日高変成帯西縁の塩基性岩類について

On the amphibolitic rocks of the upper course
of Syumbetsu River, Hidaka, Hokkaido

渡 辺 順 (Jun Watanabe)*

Abstract : In this paper is presented a detailed subdivision of so-called gabbro-amphibolite zone of the Hidaka metamorphic belt, the axis of island of Hokkaido.

It is composed of four tectonic units which are arranged in the following order from west to east, as is shown in figure I. 1) green schist zone, 2) epidote amphibolite zone, 3) green hornblende schistose amphibolite zone and 4) saussurite gabbro zone.

Concerning zones 1), 2) and 3), their original rock facies are not clearly determinable.

The zone of saussurite gabbro is composed of three varieties of amphibolite, a) hornblende schist facies, b) coarse grained amphibolite (=metasomatic) facies and c) compact amphibolite facies, all of which are derived from saussurite gabbro.

In such a diverse metamorphic process, the different characters of tectonic forces and combined metasomatic effects have been the chief determinants.

1. は じ め に

日高山脈にそつて、塩基性岩類、変成岩類および混成岩類が見事に帯状配列する日高変成帯については、1949年、日高帯研究グループの結成以来、たびたびのべられてきたところである。それらの中で、特に、変成帯西縁に関しては次の諸点が明らかになっている。山脈の西斜面に、山脈走向に平行する大きな衝上断層があり、これによつて変成帯がその西側の日高層群の上につき上げていること、また、この断層の上盤に直接した狭い帯は、斑礫岩一角閃岩一緑色片岩等の塩基性岩類で占められており、これらは北は幌尻岳を中心におよそ80kmの間、南は幌満附近で約30kmにわたつて特に著しく分布することなどである。

これについて橋本誠二は、長年の研究にもとずき、ソーシュル石斑礫岩が角閃岩化・緑色片岩化されたものとみなし、一括して、斑礫角閃岩帯を設定した。しかし、それは、より錯綜したものであることはそれ以後の局部的観察からものべられたところであつた(沢俊明, 酒匂純俊)。

その後、変成帯地域全般の図幅調査の進捗と詳細な局部観察の集積および日高帯研究グ

第1図 日高変成帯西縁の塩基性岩類
分布概念図



1. 緑色片岩帯 2. 緑簾石角閃岩帯
3. 緑色角閃石角閃岩帯 4, 5, 6. ソーシュル石角閃岩帯 (4. 角閃岩相 5. 粗粒角閃岩相=交代岩相 6. ソーシュル石斑岩相) 7. 褐色角閃石角閃岩帯 8. セプタ 9. かんらん岩 10. スラストおよび剪断帯 11. カール地形 P. 幌尻岳 N. 新冠川 Sv. 春別川 S. シカシナイ山

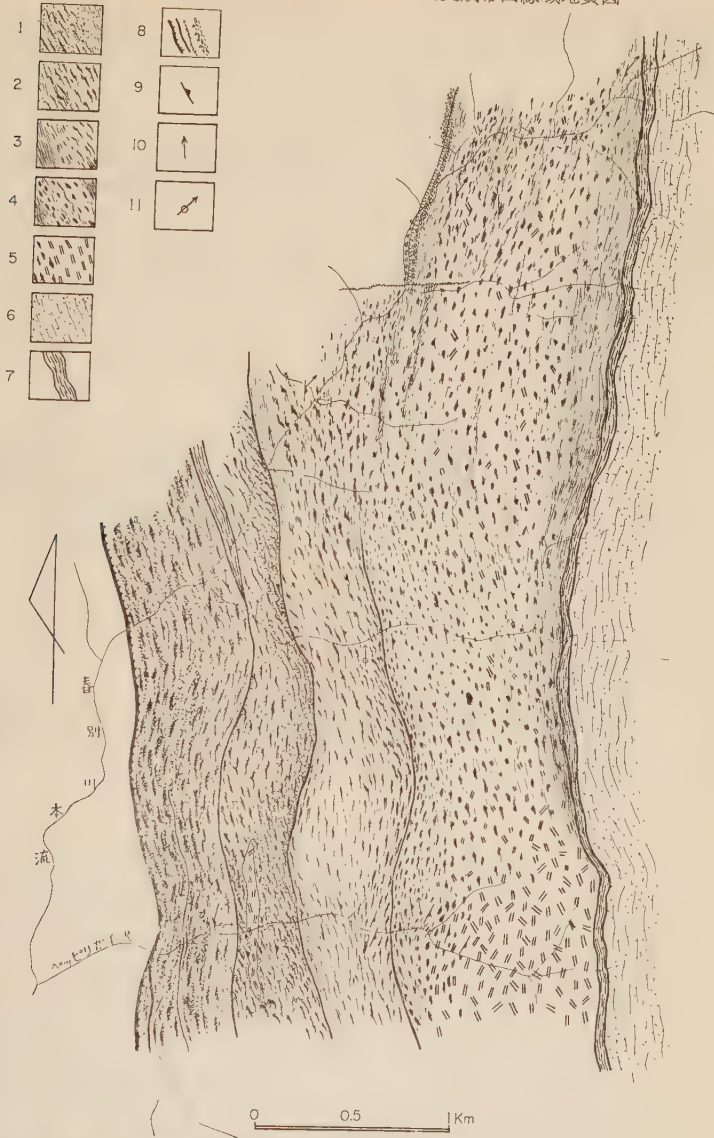
グループ内討論によつて、この塩基性岩類に関する知識は急速に強まった。かつて一括された、いわゆる斑縞角閃岩帯の細分が可能となり、また細分された各帯は、それぞれ特有の火成活動、構造運動と変成作用をもつ構造単元を構成するものである点が明らかにされた。

1958 年来、筆者は、変成帯西縁のこの塩基性岩類をしばしば調査する機会を得た。これによつて春別川上流域における以上の塩基性岩類について記述したい。稿を草するにあたり、日高グループ、特に、舟橋三男、橋本誠二両教授および、木崎甲子郎、鈴木守両氏には討論と助言を頂いた。明記して謝意を表する。

2. 変成帯のあらまし

春別川上流域変成帯西縁の塩基性岩類は、第2図に示されるように、西限は衝上断層で区切られ、それにそい、東に向つて順次に、1) 緑色片岩帯、2) 緑簾石角閃岩帯、3) 緑色角閃石片状角閃岩帯、4) ソーシュル石斑岩帯および 5) 褐色角閃石角閃岩帯がほぼ南北の走向で帯状に配置されている。しかし、このような配列は、大まかにみた分帯であつて、一つの単元内でも岩相はかなり変化にとんでいる。例えば、緑色片岩帯が片理にそい粗粒化され、緑色角閃岩様になつていたり、緑色角閃石片状角閃岩帯でもブチグマタイト質のものからそれが縞状に交代された縞状角閃岩様のものまであり、更に、ソーシュル石斑岩帯でも、かんらん石斑岩質のものから、輝石斑岩質の組織を持つソーシュル石斑岩相や、それらより変成した各種の角閃岩相と交代岩相からなっている。しかし、いずれにしても、各帯間は、多くは剪断帯で境されており、構造的な面からみて、上述の各帯がそれぞれ構造単元としての性

第2図 春別川上流域における日高変成帯西縁域地質図

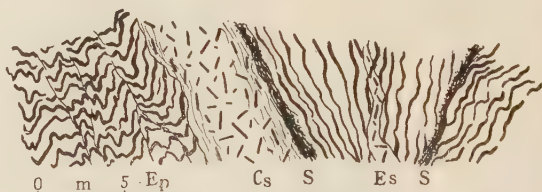


1. 緑色片岩帯 2. 緑簾石角閃岩帯 3. 緑色角閃石片状角閃岩帯 4. ソーシュル石斑礫岩帯 (粗粒角閃岩相=交代岩相, 緻密角閃岩相および角閃片岩相) 5. ソーシュル石斑礫岩帯 (火成要素の強い岩相) 6. 褐色角閃石角閃岩帯 7. セプタ 8. 衝上断層, 剪断帯およびミローナイト 9. 片理 10. 角閃石緑構造 11. 微褶曲およびプチグマティック脈の褶曲軸

格をもっている*。

変成帯の東西の横断面では上述の配列が認められるが、これを南北に追跡すると、第1図のように、一つの单元内でも、構造的・岩相的に大きな変化が認められる。岩相上の特徴を第2図の範囲内で述べるならば、1) ソーシュル石斑礫岩帯の南部では、シカシナイ山附近のかんらん石斑礫岩を中心に典型的に火成要素の強いソーシュル石斑礫岩類が広く分布する。これは北方に従つて、それをおきかえて発達する角閃岩相や交代の岩相が広く現われている。2) ソーシュル石斑礫岩帯中には、層状やレンズ状に角閃岩相が包有されている。この角閃岩相が上にのべた交代の岩相中にみられる場合には、斜長石や角閃石の変晶が多量に生じている。3) こうした交代の影響とみるべきものが、緑色角閃石片状角閃岩帯中にも現われている。4) 春別川流域では、その南部や北部域とは異なり、ソーシュル石斑礫岩帯と片状角閃岩帯との境界が明らかでない。これは、その前後に、1) でのべた交代の要素が両帯にまたがつて示されているからである。5) ソーシュル石斑礫岩脈が緑簾石角閃岩帯に進入しているのが、ベツピリガイ沢でみられる。従つて、ソーシュル石斑礫岩帯前縁の角

第3図 緑簾石角閃岩帯に進入しているソーシュル石斑礫岩脈



Ep. 緑簾石角閃岩相 Cs. 粗粒ソーシュル石斑礫岩脈 Es. 細粒ソーシュル石斑礫岩脈 S. 剪断帯

閃岩化が終つてから後に、ソーシュル石斑礫岩類の活動が行われたものであろう (第3図)。6) なお、緑色片岩帯、緑簾石角閃岩帯、緑色角閃石片状角閃岩帯にも、局所的な粗粒化や、単一鉱物の濃集が広く認められる。

以下にそれぞれの特徴をのべたい。

3. 各帯について

緑色片岩帯：これは、変成帯の西限に位置するもので、衝上断層の上盤にそつて1km内外の幅で帯状に分布している。この東側では、緑簾石角閃岩帯と剪断帯をへだてて接するが、時に、間に巾15m内外のセブタを介在している場合がある。この岩石帯は全体として、片理の著しい細粒岩で構成されている。衝上断層に接する附近では特に圧碎的影響が強く、数多くの破碎帯を見せ、こうした部分では、緑簾石・緑泥石・石英からなるミローナイト質岩相である。これに対し、帯の東半部にみられるものは、陽起石・緑簾石・曹長石・石英の組合せで片理にそつて特に緑簾石あるいは、より粗粒の緑色角閃石が縞状あるいは不規則に濃集する部分を見せる。しかし、この帯は南部と北部とでは産状に違いが認められ、南部のコイボクシビチャリ川流域では、上にのべた緑色片状岩が粘板岩起源とみられる暗灰色片状岩と20~100mの巾で互層している。

* 構造单元としての各帯は、また、のちにのべるように、それぞれの火成活動の単位ともなっている。

検鏡すれば、ミローナイト質岩は細粒の石英・緑簾石および緑泥石のモザイク状集合体からなり、白チタン石やごみ状物質が多量に認められる。組成鉱物の多少による縞状組織が明らかで、石英や緑簾石の同時消光でしられる顕著な定方向配列がみられる(第6図1)。(一部には、オフィティック様の残存組織が認められる)東半部にみられる陽起石・緑簾石・曹長石質片岩は、0.1~0.3mmの羽毛状角閃石が主体で、これに緑簾石・曹長石および石英が加わる。陽起石はわずかに波動消光し、X=淡黄緑、Y=帯黄緑、Z=淡緑色である。また部分的により大型の角閃石の濃集縞が発達している。これは普通角閃石質のもので構成され、80%の量比に達することがある。また、この濃集縞とは別な、細粒の緑簾石・石英および曹長石からなるモザイク状集合脈が片理に平行に認められる。

緑簾石角閃岩帯： 変成帯の他部分では、この岩石帯を欠く場合があるが、本地域ではその両側をセプタや剪断帯で区劃された幅 50~100m の岩石帯で、片理の強い著しくたたみ込まれた褶曲構造とそれにそつた緑簾石の濃集縞と角閃石の粗粒化相で特徴づけられる(第4図)。角閃石線構造は北方に傾むき、また、褶曲軸のゆらぎの変化は大きい、一般に E-W である。この岩石帯は、たたみ込まれた構造帯とみられるが、重要な点は、前にものべたように、これの変成・たたみ込み運動後に、火成要素の強いソーシュル石斑礫岩脈が進入していることである。

緑簾石角閃岩は、0.1~0.2mmの緑簾石が主体で、その粒間をうめて細粒角閃石・少量の斜長石を伴う部分と、少量の緑簾石に多量のより大型の角閃石および斜長石からなる部分とが縞状組織を作っている。角閃石は細粒のものは淡黄色で、大型のものは黄緑色である。緑簾石は淡黄~無色であるが、大型のものは多色性が高い。局所的にモザイク石英が

かなりみられ、細脈状あるいはレンズ状に認められる。緑簾石に伴い、チタン鉱物が認められる。

緑色角閃石片状角閃岩： この岩石帯は、その西縁では 50~70°E に傾いた片理のよく発達した優黒質角閃岩であるが、東に従つて 20°~30°E とゆるやかになり、片理にそつて角閃石を主とする粗粒縞が現われてき、さらに、しみ出し様の優白質ブチグマティック脈の著しく発達した岩相となっている(第6図2)。この角閃石線構造は西縁部では南、中央部では南北で水平、東縁では北に傾いている。

第6図2の広く分布する岩相は、多量の緑色角閃石が長軸をそろえて方向配列するネマトプラスチック組織を示している。これは、0.3~0.5mmの柱状角閃石が主体で、こ

第4図 緑簾石角閃岩帯の主体相



Ep. 緑簾石濃集ブル fa. 細粒の角閃石と斜長石からなる部分 Ca. 角閃石の粗粒相

の間に 0.3mm 程度の斜長石がみられる。チタン鈹物の粒状集合体がレンズ状に多くみられる。角閃石は、ボーキリティック組織をもち、X=淡黄、Y=帯黄緑、Z=帯青草緑～濃草緑色である。以上の基質の部分に斜長石と石英を主体にしたブチグマティック優白脈が縞状に発達している。この石英は、斜長石や角閃石を著しく置換し、また、斜長石の周囲をとりまきモルタル組織を作っている。優白脈の斜長石は微粒のビグメントを含んでいるが、基質の角閃石を主体にする部分のそれと同様の組成 (An%25~38) をしめている (第6図3)。

より東側には、ブチグマティック脈を欠いた優黒質片状角閃岩相が分布している。このものの片理の比較的強い部分では縞状に、弱い部分では網状に、後にのべる優白質の粗粒交代岩相が認められる (第6図4, 5)。

ソーシュル石斑輝岩帯：これは、緑色角閃石片状角閃岩帯と褐色角閃石角閃岩帯の間に位置している。南部では幅 1km であるが北部では 2km に増大している。この帯は本地域南部と北部域とでは構成岩相を異にしている。南部では、シカシナイ山麓のかんらん石斑輝岩を中心に火成要素の強いソーシュル石斑輝岩が広く分布するに対し、その北方延長の春別川上流域では、角閃片岩相、粗粒角閃岩相および緻密質角閃岩相*より構成されている。

かんらん石斑輝岩は、構成鈹物の大部分が 2~4mm の粒状斜長石 (An%49~75) でその間に不規則な形のかんらん石と単斜輝石がみられる。かんらん石は、輝石と斜長石でつくられたシンプレクタイトに囲まれ、また、異剣石質の輝石のまわりは陽起石のケリファイト縁さらにその外側は、陽起石と斜長石とからなるシンプレクタイトを作っている (第6図6)。

典型的なソーシュル石斑輝岩は、主に斜長石と角閃石からなり、その配置は斑輝岩構造をよく現わしている。斜長石はソーシュル石化が著しい柱状自形のものである (An%45~67)。角閃石は、大型で葉片状あるいは縞状集合をなすが、時にその中に虫喰い状に輝石や斜長石が残存している。X=Y=淡黄緑色、Z=淡緑色である (第6図7)。

その北方延長部では、以上のものに連続して、a) 角閃片岩相、b) 粗粒角閃岩相および c) 緻密質角閃岩相からなっている。a) は、ソーシュル石斑輝岩帯の東縁にそつて褐色角閃岩帯とセプタをへだてて位置するもので、幅狭く北方にかなりの延長をみせている。b) は、この岩石帯の主体相をなすもので、a) に漸移している。c) は、この岩石帯の西縁部に、b) 岩相中に小規模に縞状あるいはレンズ状の palaeosome 様となつてみられる (第6図8, 9, 10)。

a) 角閃片岩相は、0.5~1mm の角閃石 (X=淡黄、Y=帯緑黄、Z=淡緑色) と 0.3~0.5mm の粒状斜長石 (An%25~30) からなるネマトプラスティック組織をとっている。

b) 粗粒角閃岩相は、主として斜長石と角閃石からなる優白質粗粒岩で、大型の残晶様のものと、小型の新生結晶から構成されている。大型の斜長石は 1~2mm 大でソーシュル石化が強くカールスパット双晶を示す (An%47~65)。大型角閃石は 1~3mm で、時に自形ソーシュル石を包有している。一部には、大型斜長石と組合つて斑輝岩構造を残存する部分もみられる (第5図、第6図11)。これらの大型結晶の間をうめて、0.6~

* 小規模に分布するので地質図上には表現していない。

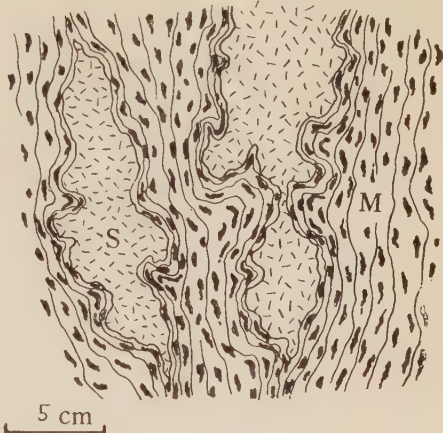
1mm 程度の新鮮な卵状斜長石 (An% 20~25) と 0.1~1mm 大の粒状~柱状角閃石 ($X=Y$ =淡緑黄, Z =緑色) が多量に認められる。これら小型結晶はグラノプラスチックに組合い、ほぼ一方向に並列して残晶間をぬつてゆるく波状にうねっている。特に、それらが粗粒の集合体を作ることが多く (第6図 12)、部分的な粗~細の変化が著しく、全体として不均質な岩相を示している。

c) 緻密質角閃岩相は、上記のものにくらべ、はるかに細粒で塊状に近い弱い片理をもつた緻密優黒岩で、b) の粗粒角閃岩相中に、はつきり

した境界をもつて包有される palaeosome 様岩である。これは、主として、0.5mm 程度の斜長石 (An% 23~31) と角閃石 ($X=Y$ =淡緑黄, Z =草緑色) からなるグラノプラスチック組織をもっており、その並行配列性は弱い。残晶ソーシュル石が認められる。これらの間に 1~2mm 大の斑状変晶斜長石 (An% 26~34) が片理にそいレンズ状集合をなしている。

以上、北部域にみられる3岩相に共通した特徴をあげれば、(1) 各々に、ソーシュル石化斜長石が認められることである。その量は、a), b) および c) 岩相にわたつてほぼ等量であるが、その残存形態は、a) 岩相ではレンズ形に引きのばされ、b) ではしばしば原斑糲岩中の斜長石の形態をそのまま引きつぐことがある。c) では細粒でレンズ状に引きのばされている。(2) 岩石構造からみれば、a) はソーシュル石斑糲岩が強い偏圧条件下で形成された特徴をもつ。c) は弱い偏圧条件下でできた細粒岩である。b) は粗粒斑糲岩の組織をそのまま保持し、有色鉱物はウラル石質角閃石に、斜長石はソーシュル石へ移行した形態を示すものがあるが、それらを明らかに残晶として、その粒間に新生の斜長石と角閃石がグラノプラスチックに組合つて形成されており、さらに残晶がほとんど認められないまでに粗粒な新生結晶でうずめられ、プラスチックな岩相を示している。このような部分では原斑糲岩の組織を全く失っている。こうした岩相は、しばしば、包有された c) 岩相のまわりに粗粒な岩相として認められる (第6図 10)。(3) このような強い交代要素のあらわれは、単に粗粒角閃岩相にのみ認められることなく、ソーシュル石斑糲岩帯の西縁部に強く示されており、さらに緑色角閃石片状角閃岩帯にもおよんでいる。そのために、両岩石帯の境界部は、火成要素の強い南部域では剪断帯でへだてられるに反し、上述の交代要素の強い北部域では、不明瞭となつている。境界不明瞭と

第5図 粗粒角閃岩相中に残存しているソーシュル石斑糲岩相



S. 塊状のソーシュル石斑糲岩 (火成岩構造を強く保持) M. 粗粒角閃岩相 (交代的な岩相)

した内容は、(1) 緑色角閃石片状角閃岩帯でブチグマティック脈の発達 of 著しい主体岩相は、ソーシュル石斑礫岩帯に近ずくと、ブチグマティック脈は消滅し、それにとつて代つて、lit-per-lit 様の縞状角閃岩質のものとなる。(2) この縞状角閃岩相に、網状に、あるいは、20~30cm 幅で不規則な縞状に優白質粗粒の交代の岩相が示されてくる(第6図 4, 5)。(3) この岩相はさらに上流部では巾広く一様に分布しており(粗粒角閃岩相)、その中に、前記の緻密角閃岩相が残存している。この角閃岩相の中にも斜長石の変晶ができてゐる(第6図 9)、ということである。

以上のソーシュル石斑礫岩帯での問題をまとめてみると、1) 明らかに斑礫岩類の角閃岩類への転化と考えられる。2) それのみに止まらず、残晶間に新生の斜長石と角閃石がモルタル状に組合つてうめており、この量が増大して残晶を置換し、さらに斑状変晶となつてゐる。こうした改変岩相は、上述のように緑色角閃石片状角閃岩帯の優白粗粒として、あるいは palaeosome 様の緻密質角閃岩相のまわり等に分泌状に特に粗粒な岩相として示されている。4) 残晶のソーシュル石化斜長石の組織上の配置、分布、量および粒度から、上述の北部域のソーシュル石斑礫岩帯の3岩相は何れも、斑礫岩から変成したものと考えるのが妥当であろう。5) しかし、その原岩相には、粗粒~細粒の変化があるかも知れない。6) その3岩相の配置状態や、それぞれの岩相にみられる組成鉱物の規則配列の程度のちがいを等から推定すれば、それぞれの場所での偏圧要素にかなりの相違が認められる。7) 斑礫岩から角閃岩類への移行は単なる再結晶の結果とはみられない。ここには、2) と 3) で述べたような斑状変晶化が示される粗粒相の形成は、溶媒の作用要素を著しくうけた、いわば“交代作用”の産物とみざるを得ないものをもつてゐる。8) 以上の点で、斑礫岩類がそれぞれの場所の条件差によつて、春別川上流域にみられる3つの角閃岩相に変成したものと考えられる。

4. 結 論

1) いわゆる斑礫角閃岩帯として一括されてきた日高変成帯西縁の塩基性岩類は、春別川上流域ではそれぞれが独立した構造单元としての性格をもつた4つの岩石帯に区分し得る。

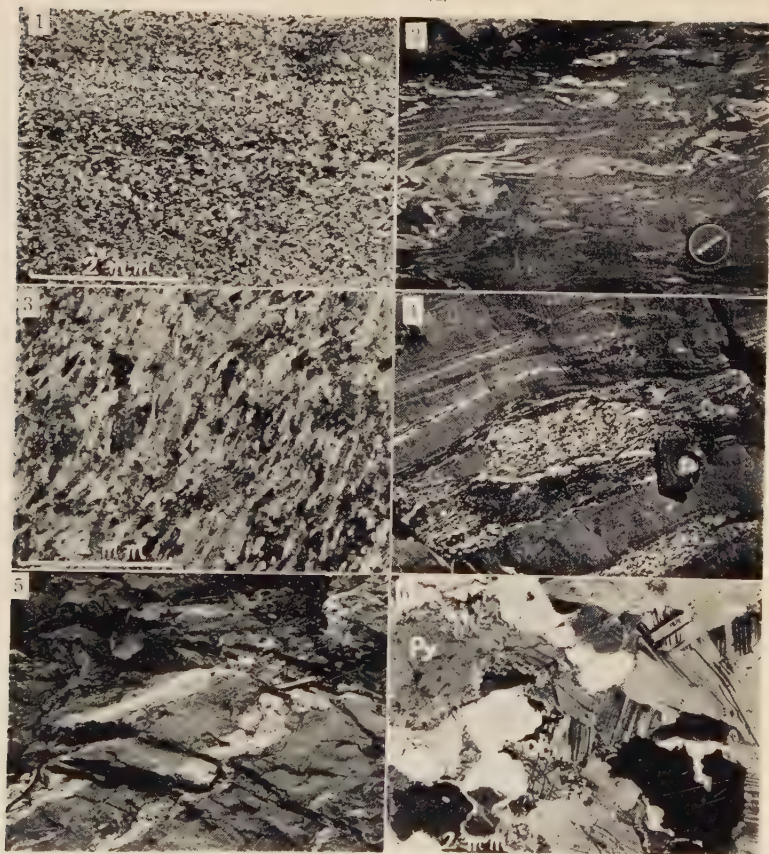
2) それぞれが独立した单元ではあるが、そのうちにも南部と北部域とでは構造的、岩相的にかなりの差異が認められる。

3) ソーシュル石斑礫岩帯を除いた3つの岩石帯の成因については未だ多くの問題が残されている。しかし、前に述べたように、緑簾石角閃岩帯にソーシュル石斑礫岩脈が侵入していることから、3つの岩石帯の変成はソーシュル石斑礫岩帯の形成時期に先立つものかも知れない。

4) ソーシュル石斑礫岩帯北部域にみられる3つの岩相は、南部域の斑礫岩を原岩として形成されたものである。

以上に記述してきたことは、橋本誠二の云う gabbro amphibolite 説を全面的に裏がきするものではない。むしろ、この説はソーシュル石斑礫岩帯内の角閃岩化作用にのみ限定されることであろう。さらに、今回新たに認められた交代作用ともみるべきものが、これら塩基性岩類に一層複雑な modification を与えているようである。

第 6 図

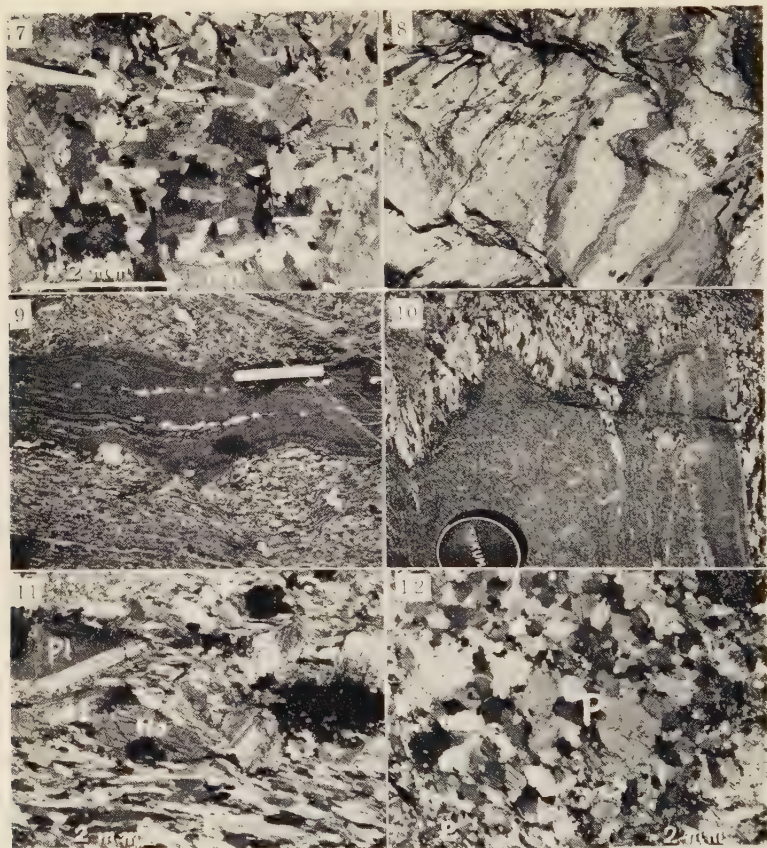


1. 緑色片岩—ミローナイト質岩相
2. 緑色角閃岩帯の主体相
3. 同上 顕微鏡写真 (＋ニコル)
の優白質粗粒相
4. 緑色角閃石片状角閃岩帯
5. 同上
6. かんらん石斑礫岩相 (Ol
: かんらん石 Py : 普通輝石 +ニコル)

引 用 文 献

- 1) 舟橋三男, 橋本誠二, 日高帯の地質, 民科地団研専報, 6, 1951.
- 2) 橋本誠二, 日高山脈幌尻岳侵入岩体に関して, 地球科学, 1, 1950.
- 3) 橋本誠二, 日高山脈幌尻岳附近のはんれい角閃岩類について, 北地要, 28, 1955.
- 4) 橋本誠二, 番場猛夫, 五十嵐昭明, 日高国沙流郡日高村チロロ川チタン鉄鉱床調査報告, 北地下資源調, 31, 1957.
- 5) 橋本誠二, 鈴木守, 小山内熙, 幌尻図幅, 開発庁, 1961.
- 6) 橋本誠二, 日高変成帯, 鈴木醇還暦記念論文集, 1958.
- 7) 沢俊明, シベチャリ川上流に見られる日高変成帯西縁相 (要旨), 地質, 56, 1950.

第 6 図 つづき



7. ソーシユル石斑輝岩相（火成岩構造をとどめている）（Ho：角閃石，Pl：斜長石）
 8. 粗粒角閃岩相（交代の岩相）中にみられる緻密質角閃岩相
 9. 同上（8）の拡大写真
 10. 同上
 11. 粗粒角閃岩相中の残晶と新生結晶（Pl：斜長石残晶，Ho：角閃石残晶，P：角閃石と斜長石の新生結晶＋ニコル）
 12. 粗粒角閃岩相中の交代の影響を強く受けた岩相（P：斑状変晶化した斜長石と角閃石，P：細粒の斜長石と角閃石の新生結晶＋ニコル）

- 8) 沢俊明，北海道日高国高隆鉱山の含銅硫化鉄鉱床について，鉱山地質，6，1956.
 9) 酒匂純俊，コイカクシベチャリ川上流域含銅硫化鉄鉱床調査報告，北地下資源報，12，1954.
 10) 長谷川潔，酒匂純俊，神居岳図幅，開発庁，1958.
 11) 鈴木守，橋本誠二，浅井宏，松下勝秀，楽古岳図幅，開発庁，1959.
 12) 鈴木守，小山内熙，松井公平，渡辺順，イドンナップ図幅，開発庁，1961.

六配位及び四配位金属錯イオンを有する硫酸塩の赤外線吸収

Infrared absorption spectra of sulfates containing hexa- and tetra-coordinate metallic complex ion

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)*

久 保 忠 道 (Tadamichi Kubo)**

1. 序 言

石膏、重晶石等の硫酸塩鉱物の赤外線吸収を研究中、筆者 (K. O.) は SO_4 分子の赤外線吸収の興味ある挙動を見出し、又筆者 (T. K.) は種々の金属錯イオンを有する化合物の合成について研究した。こゝにはこれらの結晶中の硫酸塩について赤外線吸収を述べることにする。

2. 硫酸塩化合物の赤外線吸収

Miller と Wilkins¹⁾ は 1952 年に主な無機化合物の赤外線吸収を研究し、その特性振動を明かにした。この硫酸塩について記すと次の如くである。

$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 9.05 μ (vs, b), 7.08(vs, sp), 3.25(s); Na_2SO_4 10.4(vs, b), 8.8(w), 8.2(vw); $\text{K}_2\text{SO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 10.6(vs, vb), 9.1(vs, b), 8.5(s), 6.07(vw), 5.3(vw), 2.95(m); $\text{CaSO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 15.3(m, b), 10.6-10.3(vs, b), 9.1(vw, vb), 8.3(vw), 6.15(m, sp), 2.94(s, sp); BaSO_3 15.7(m), 10.9(vs, v), 10.1(w), 9.35(m, vb), 8.35(m), 7.1(vw); $\text{ZnSO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 11.7(s, vb), 10.57(w), 9.8(s), 9.1(m), 8.6(m), 6.13(m), 3.15-9.95(s); $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 15.5(w), 9.05(vs, b), 7.1(vs, sp), 5.75(vw), 3.25-3.16(s, sp); $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 15.77(m) 12.25(vw), 9.8(vw), 9.0(vs), 8.55(m, sh), 6.15(m, sp), 2.88(m); Na_2SO_4 15.5(w), 9.0(vs); K_2SO_4 9.0(vs); $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 14.95(s), 9.9(w, sh), 8.85(vs, vb), 6.13(s, sp), 5.95(w), 4.55(m, b), 2.93(s, b); $\text{MnSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 15.15(m), 12.1(s), 9.78(m), 8.8(vs, vb), 3.1(s, b); $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 16.37(s, vb), 10.1(vw), 9.2(vs, vb), 8.7(m, sh), 6.15(m), 3.0(s, b); CuSO_4 14.7(m), 12.45(m), 11.6(m), 9.8(w, sp), 9.2(vs, vb), 8.35(s), 6.25(w, sh), ~3.15(s, b); $\text{ZrSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 15.95(w), 15.4(w), 13.8(w), 13.0(vw, sh), 10.9(vw, sh), 9.7(w, sp), 9.25(vs, vb), 6.12(m), 6.05(m), 3.13(s); $\text{Cr}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ 9.2(vs), 6.05(w, b), 2.97(m); NH_4HSO_4 11.7(m, b), 9.65(m, b), 8.5(m, b), 7.1(vw), 3.15(m); NaHSO_4 ~15.3(m), 12.95(vw), 11.55(s), 9.55-9.3(s), 8.5(m), 8.1(s), 6.02(m), 3.85(vw), 2.88(m); KHSO_4 12.2(w, sh), 11.8(s), 11.4(s), 9.95(s), 9.37(s, sp), 8.6(vs, b), 7.78(s), 7.55(w, sh), 6.1(w), 4.3-4.1(m, vb), 3.85(vw), 3.45(s, vb); $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_3$ 10.5(s),

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

** 明治薬科大学製薬学科

9.4(s), 7.18(s), 6.05(w), 3.4(s, vb); $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ 14.8(s), 13.2(vw, sh), 10.0(vs), 8.9-8.6(vs), 6.15(w), 6.03(m), 5.0-4.8(w, b), 2.95(vs); $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 15.2-14.8(m), 10.05(s), 8.95(vs), 6.15(vw), 3.03(w); $\text{MgS}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O} \sim 15.0$ (s), 10.0(s), 8.95(vs), 6.08(m), 4.45(w, vb), 3.13-2.98-2.9(s); $\text{BaS}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 14.7-14.5(s), 11.95(w, b), 10.1(vs), 9.3-9.05-8.93(vs), 6.05(m), 4.85(vw), 3.05(s), 2.93(s, sp); $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_5$ 21.93(m), 19.53(m), 18.83(m), 15.17-15.0(m), 10.28(vs), 9.45(vs), 8.5(vs), 7.9(vw, sh); $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_5$ 15.1(m), 10.25(vs), 9.45(m), 9.25(m), 9.05(m), 8.5(vs), 8.0(vw, sh); $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_8$ 15.7(vw), 14.23(s), 12.6(w), 11.55(vw), 9.45(s, sp), 9.23(m, sp), ~ 8.4 (w, sh), 7.8(vs), 7.05(s), 3.07(s); $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_8$ 14.1(s), 9.43(s, sp), 7.88-7.7(vs), 3.02(w). こゝに vs, s, m, w 及び vw は吸収の強さを示し, それぞれ最強, 強, 中, 弱, 最弱を表わす。又 sp, vb 及び b は吸収曲線の形を示し, それぞれ最狭, 最広及び広を表わす。sh は曲線の肩を示す。以上の結果より, SO_3^{2-} の特性曲線は $10.2 \sim 10.8\mu$ (s), SO_4^{2-} は $8.8 \sim 9.3$ (s), HSO_4^{1-} は 8.5 (m), 9.5 (m), 11.6 (m), $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ は 9.0 (s), $10.0 \sim 10.5$ (s), $\text{S}_2\text{O}_5^{2-}$ は 8.5 (s), 9.5 (m), 10.2 (s), $\text{S}_2\text{O}_8^{2-}$ は $7.7 \sim 7.9$ (s), 9.5 (s, sp), 14.3 (s) に表われることが分る。

一般に OH の伸縮振動による吸収は 3.1μ (vs) 附近に, 又 bending による吸収は 6.2μ (w) 附近に表われる。従つて結晶水を含む化合物ではこゝに吸収曲線が生ずる。これに対し NH_2 ではこれと同様の吸収の他に 9μ (m) 附近に bending による吸収が生じ, CH_2 では伸縮振動による吸収が 3.3μ 附近に, bending による吸収が 7.0μ 及び 7.3μ に表われる。

3. 実 験 結 果

実験に用いた合成硫酸塩は下記の8種で, この赤外線吸収曲線は第1図の如くである。これらについて主な吸収波長を示すと次の通りとなる。

(1) $[\text{Cr}(\text{NH}_3)_4(\text{H}_2\text{O})\text{Cl}]\text{SO}_4$ 3.0-3.2(vs), 9.1-9.2(m), 7.1(s), 7.4(m), 7.6(m), 8.8-9.1(vs), 9.6(s), 10.3(m), 13.2(m)

(2) $\text{Cis}[\text{Co}(\text{NH}_3)_4(\text{H}_2\text{O})_2](\text{SO}_4)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 3.0-3.1(vs), 6.1-6.35(m), 7.2(w), 7.5(m), 9.0(vs), 9.3(vs), 10.1(m), 11.2-11.3(m)

(3) $[\text{Co}(\text{NH}_3)_4\text{CO}_3]\text{SO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 3.0-3.1(m), 6.1(m), 8.0(m), 9.1-9.3(m), 12.2(vw), 13.3(vw)

(4) $[\text{Co}(\text{NH}_3)_5(\text{H}_2\text{O})_2](\text{SO}_4)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 3.0(vs), 6.1-6.2(m), 7.5(m), 9.1(vs), 10.3(w), 11.7(w)

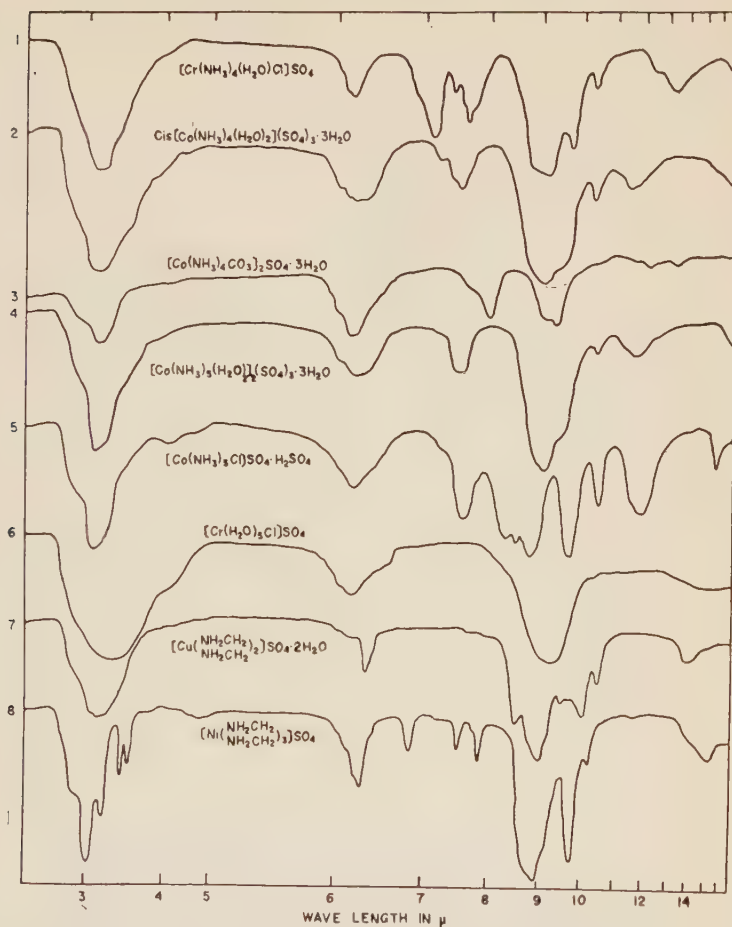
(5) $[\text{Co}(\text{NH}_3)_5\text{Cl}]\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{SO}_4$ 3.0(vs), 4.1(w), 6.2(m), 7.5(s), 8.3(vs), 8.5(vs), 8.7-8.8(vs), 9.6(vs), 10.4(s), 11.7(s), 15.5(m)

(6) $[\text{Cr}(\text{H}_2\text{O})_5\text{Cl}]\text{SO}_4$ 3.0-3.4(vs, vb), 6.2(m), 9.0-9.3(s), 10.2(m),

(7) $[\text{Cu}(\frac{\text{NH}_2\text{CH}_2}{\text{NH}_2\text{CH}_2})_2]\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 3.0-3.2(s, b), 6.05(vw), 6.3(w), 7.6(vw, sh), 7.8(vw, sh), 8.5(s), 9.0(vs), 9.5(m), 9.7(m), 10.0(s), 10.4(m), 13.8(w)

(8) $[\text{Ni}(\frac{\text{NH}_2\text{CH}_2}{\text{NH}_2\text{CH}_2})_3]\text{SO}_4$ 3.0(s, sp), 3.15(s), 3.4(w), 3.5(w), 6.3(m),

第 1 図



6.9(w), 7.2(vw, sh), 7.5(w), 7.8(w), 8.8-9.0(vs), 9.7(vs), 10.2(w), 15.2(w).
以上より明かな様に, 9 μ 附近に SO_4 の強い吸収が表われている。

引 用 文 献

- 1) Miller, F. A. and Wilkins, C. H., Infrared spectra and characteristic frequencies of inorganic ions., Anal. Chem., **24**, 1253~1294, 1952.
- Hunt, J. M., Wisherd, M. P. and Bonham, L. C., Infrared absorption spectra of minerals and other inorganic compounds, Anal. Chem., **22**, 1478~1497, 1950.

BARITE IN THE ROSEKI FROM THE TOCHIHARA MINE, HYOGO PREFECTURE

by

Masatomo MUCHI and Yoshiaki HOSHINO

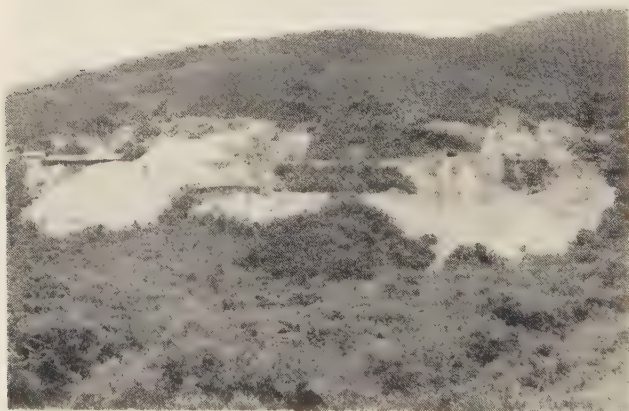
(*Fukuoka Gakugei Daigaku and Kurosaki Yogyo Co.*)

INTRODUCTION

The roseki deposits are extensively distributed in Chugoku district, and these have been investigated geologically and mineralogically by many workers. The ores are essentially composed of pyrophyllite, kaolinite, dickite, diaspor and corundum etc., and highly aluminous in general, showing the pretty high refractoriness.

Recently, M. Kimura¹⁾ and T. Ando²⁾ have studied these deposits. During the study on the mineral components of roseki, the authors have found the white vitreous mineral in the roseki from the Tochiara mine, Hyogo Prefecture. By optical, chemical, and X-ray studies, we have identified the mineral as barite. Barite occurs commonly in connection with metallic ores, especially "black

Fig. 1. Tochiara roseki mine



ore" in Japan. So, it is interesting on occurrence that the mineral is closely associated with the kaolin minerals in roseki.

The alunite and roseki deposits^{3),4)} being very similar to this deposit have been found near this mine, but the association with barite has not been reported yet.

OCCURRENCE

The Tochi-hara mine lies in Tochi-hara, Okawachi-machi, Kanzaki-gun, Hyogo Prefecture.

The rocks near the mine mainly consist of Tertiary bed, alternating strata of sandstone and shale, and volcanic rocks, such as liparite and quartz-porphry, covered unconformably the alternations.

The ore deposits are chiefly developed in liparite in massive and lenticular forms by epithermal solution, and the kaolinitization and chloritization caused by the ascending solution works upon some mother rocks. Especially, liparite in the neighbourhood of ore deposits is almost altered except quartz in phenocryst. Each ore body among deposits is relatively small; and the prevailing strike is N 60°W~EW and the dip is generally 5°-10°N.

The ores are chiefly classified in following types by essential minerals.

- (1) Alunite and kaolinite
- (2) Kaolinite, dickite and sericite
- (3) Kaolinite and dickite bearing barite

As barite appears, sericite is scarcely found in the ore. Mostly, the ores are white or grayish white, and compact, but although some of them often give the clayey feature, those give tolerably high refractoriness (SK No. 28~32 as shown in Table 4) as well as compact ores. The respective relation among these types mentioned above is not so distinct on the genesis.

Alunite outcrops in small lenticular forms at upper part of the gate of Tunnel No. 1. Barite are found in the ores at south side let down Tunnel No. 3, and the deposits occur in lenticular bodies, 1.5~2 meters in thickness and about 10 meters in longer diameter

between altered liparites.

The ores are consisted of aggregations of fine kaolin minerals and barite included in phenocryst-like, being almost colorless or grayish white and showing glassy luster. The mineral forms idiomorphic crystal in tubular or short prismatic shapes.

MICROSCOPIC OBSERVATION

Under the microscope, the crystals show idiomorphic or hypidiomorphic shapes being lamellar (0.1–1.0 milli-meters in length), colorless and transparent. Optical characters of the mineral is shown in Table 1.

Table 1. Optical properties of barite from Tochiara

Refractive index	α	1.636
" "	γ	1.648
Double refraction	$\gamma - \alpha$	0.012
Pleochroism	Y	Deep yellow

CHEMICAL ANALYSIS

The specimens prepared for the analysis were carefully separated from coarsely crushed ores by picking up with pincette under the magnifier. The chemical analysis data of the mineral are shown in table 2. The results are very similar to the theoretical values of barite. A little quantity of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO and H_2O is considered to be the components of kaolin minerals adhered to the specimens as impurities.

Fig. 2. X-ray Spectrograms of barite and roseki from Tochiara Mine.

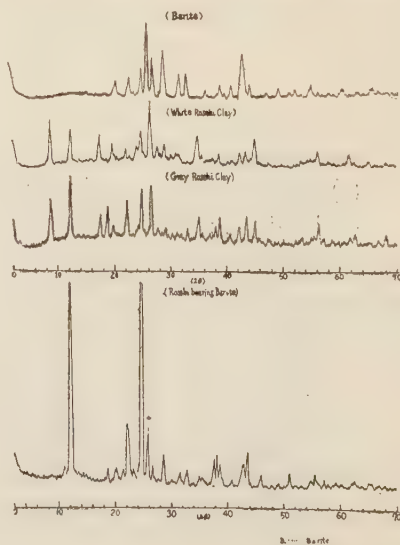


Table 2 Chemical components of barite from Tochiyara

	(1)	(2)
BaO	63.27	57.45
SrO	n. d.	5.28
SO ₃	33.66	33.91
SiO ₂	1.52	0.63
Al ₂ O ₃	1.28	
Fe ₂ O ₃	0.26	
CaO	0.26	
MgO	—	
H ₂ O(+)	0.44	
H ₂ O(-)	0.22	
In Sol.	0.39	
Total	101.30	97.27

Fig. 3. D.T.A. curves of roseki from Tochiyara mine

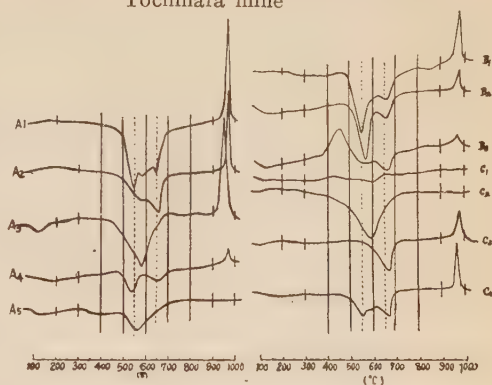


Table 3-1 X-ray data calculated from the spectrogram

d (Å) ⁽¹⁾	I	d (Å) ⁽²⁾	I	d (Å) ⁽³⁾	I
4.32	5	4.27	4	4.35	0.20
4.22	2				
3.89	7	3.82	4	3.89	0.25
3.76	2				
3.55	9	3.55	4	3.57	0.10
3.42	22	3.42	8	3.44	0.63
3.30	11	3.30	6	3.31	0.35
3.09	14	3.08	8	3.10	0.63
3.01	1				
2.82	7	2.84	5	2.83	0.40
2.72	7	2.72	5	2.72	0.45
2.47	2	2.47	2	2.47	0.15
2.34	1	2.33	6	2.31	0.10
2.31	3				
2.27	1	2.28	2	2.20	0.15
2.20	3	2.21	4	2.10	1.00
2.11	12	2.11	10	2.04	0.10
2.05	3	2.06	4	1.92	0.05
1.931	1	1.93	2	1.85	0.15
1.853	3	1.86	5	1.74	0.08
1.753	1	1.75	4	1.67	0.15
1.679	2	1.68	5	1.63	0.08
1.668	3				
1.635	1	1.64	4	1.58	0.10
1.588	1	1.591	4	1.52	0.25
1.531	2				
1.474	1	1.480	6	1.465	0.07
1.423	2	1.426	4	1.420	0.20
1.401	1	1.403	6		

(1) Barite from Tochiyara (2) Barite quoted from Tables Pour La Determination des Mineraux au Moyen des Rayons par Carbos Torre de Assuncao et Julio Garrido Lisbonne 1953 (3) Barite quoted from Chemical Analysis on X-ray Reflection by K. Kubo and S. Kato.

As shown in the specimen (2) in table 2, a little of strontia, about 5.28%, is present and this value works out at about 9.35% for strontium sulphate (celestite).

X-RAY SPECTROGRAMS

X-ray spectrograms showing in Fig 2 have been carried out with

Table 3-2 X-ray data calculated from the spectrograms

B₁ and B₂ Roseki clay

C₄ Roseki bearing barite

B ₁ (gray)		B ₂ (white)		C ₄	
d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I
10.1	15	10.13	14		
7.15	22	7.17	11	7.15	85
5.02	10	5.05	10		
4.70	13			4.70	5
4.48	7	4.47	7	4.43	5
4.00	14	4.00	5	4.35	5
3.56	7	3.58	11	4.26	3
3.35	18	3.34	19	4.125	5
3.22	6	3.20	5	3.98	16 dias.
3.13	5			3.89	5 barite
3.06	6	3.07	7	3.57	81
3.01	4			3.42	15 D. B.
2.93	4	2.95	3	3.30	7
2.87	5	2.86	4	3.09	6 B.
2.80	4	2.81	3	2.72	5 B.
2.71	6			2.63	1
2.56	9	2.57	9	2.56	3
2.51	5	2.51	3	2.51	3
2.42	5	2.45	2	2.38	9
2.39	5	2.39	3	2.35	9
2.35	7			2.32	7 D.dias.
2.31	9	2.32	3		
2.21	5	2.20	1	2.20	2
2.07	10	2.08	4	2.11	7 barite
2.00	9	2.01	8	2.07	10 dias
1.979	3			1.975	4
1.916	3			1.853	1
1.815	3			1.785	1
1.789	2				
1.750	2				
1.714	3	1.717	1		
1.665	3	1.670	1	1.668	2
1.651	4			1.651	4
1.633	8	1.635	4	1.630	1 dias.
1.609	3				
1.571	3			1.554	1
1.545	2				
1.522	2	1.522	1		
1.495	3	1.499	4	1.485	2
1.480	5	1.482	1		
				1.431	2

"Norelco", at 30 kV, 15 mA, scanning speed $2^\circ/\text{min}$, time constant 4 seconds, scale factor 8 and multiplier 1.0; employing Ni-filtered copper radiation. The X-ray data calculated from these spectrograms are given in Table 3.

As shown in Fig. 3, there are the strong peaks at about 3.42 \AA , 3.09 \AA and 2.11 \AA . Such three peaks are characteristic and are seemed to be very available for the determination of barite. Also other peaks are very much similar to those of other typical data. Although the presence of celestite was suggested from chemical data, it has not been recognized by the X-ray spectrogram, for the reflection peaks of two minerals are contiguously situated each other.

X-RAY AND THERMAL PROPERTIES OF THE "ROSEKI"

Furthermore, the X-ray and thermal properties of roseki from this mine have been compared to each other. The specimen bearing barite has been confirmed to be composed of kaolinite, dickite and diaspor by the optical observation, X-ray and thermal analyses. Sericite is not observed in this specimen.

The reflection peaks giving strong intensities at about 3.98 \AA , 2.31 \AA , 2.07 \AA and 1.630 \AA are characteristic for diaspor. In general, the specimens from the mine are essentially consisted of kaolin minerals and sericite, and often include a pretty quantity of diaspor as accessories. The differential thermal analysis curves reveal the following characters.

(1) The initial endothermic peaks (a) ($100\sim 200^\circ\text{C}$) are very weak or negligible.

(2) The second endothermic peaks (b) between 500°C and 700°C are generally strong and conspicuous.

Some curves have respectively shown the endothermic peaks in the region of $500^\circ\sim 600^\circ\text{C}$ and $600^\circ\sim 700^\circ\text{C}$. The lower temperature peaks (b_1) ($500^\circ\sim 600^\circ\text{C}$) are approximately symmetric, being sharp, and moreover these peaks show the values in the region of $1.0\sim 2.5$ for the slope ratio. The higher temperature peaks (b_2) ($600^\circ\sim 700^\circ\text{C}$) are manifestly asymmetric, and these show the slow approach to the maximum peak temperature and the rapid return to

the base line.

(3) The exothermic peaks appear pronouncedly between 900° and 1000°C , and are generally sharp, but some are very weak or negligible.

The b_2 peaks caused by the endothermic behaviours very resemble to that of typical dickite worked by P.F Kerr and J.L. Kulp⁵⁾, and also the b_1 peaks having the small values for the slope ratio are distinctly considered to be resulted from the decomposition of kaolinite as mentioned by L. Bramo etc⁶⁾.

It may be understood in addition to the X-ray data that the endothermic peaks at about 600°C , being broad in general, are mostly caused by the dehydration of sericite. As given by T. Sudo and K. Nagasawa etc.⁷⁾, the main endothermic peak temperature for sericite generally ranges between 600° and 620°C , but that for dickite extends in the region of 650°C – 700°C . So this peak temperature difference may be able to discriminate dickite from sericite on the differential thermal curves in some degree. It is seemed to result from the diminution of exothermic reaction caused by sericite and highly aluminous minerals⁸⁾ that the exothermic peaks (c) are weak and broad, notwithstanding that kaolinite and dickite are included in the specimens.

The thermobalance curves for roseki are shown in Fig. 4. The

Fig. 4. Thermobalance curves for roseki

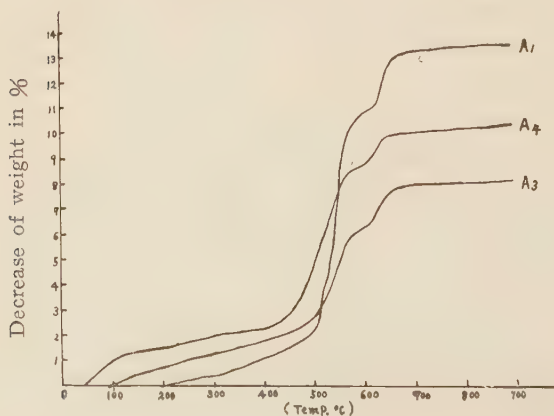


Table 4 Refractoriness of the roseki from Tochiara

specimen		S. K. Number
A ₁	Collected from Tunnel No. 1	30 $\frac{1}{2}$
A ₂	" "	"
A ₃	" "	28 $\frac{1}{2}$
A ₄		30
A ₅		32
B ₁	" Tunnel No. 2	28 $\frac{1}{2}$
B ₂	" "	31 $\frac{1}{2}$
C ₁	" Tunnel No. 3	20
	" "	31
C ₂	" "	
C ₃	" "	28
C ₄	" "	31

curves are recorded with the heating rate of about 3°C per minute.

These curves well illustrate the thermal properties and are more available in the combination of differential thermal analysis curves. The dehydration occurs distinctly at two stages in the region of 480°~580°C and 620°~680°C for these specimens. The region of such dehydration temperature well corresponds to the peak temperature in differential thermal curves respectively. The lower temperature loss is mostly due to the decomposition of kaolinite and the higher dehydration temperature will get to conjecture the decomposition of dickite having more highly crystallized structure than kaolinite.

SUMMARY

Barite including a little of strontia has been found in roseki from the mine, and it is not seemed to be associated with sericite from the experiments. The roseki from the mine is mostly composed of kaolinite, dickite and sericite, and is often accompanied with diaspore as accessories.

ACKNOWLEDGEMENTS

The writers wish to offer their sincere thanks to Prof. T. Sudo, Tokyo Kyoiku Daigaku, for his helpful advices and suggestions, and to Prof. K. Omori and Asst. Prof. S. Hasegawa, Tohoku University for their kindness in chemical analysis of barite.

REFERENCES

- 1) Kimura, M., On the Mitsuishi Roseki (in Japanese), Jour. Geol. Soc. Japan, **57**, 499~508, 1951.
- 2) Ando, T., Studies on the Roseki and the related hydrothermal alteration in Chugoku region, Japan, report, Geol. Survey Japan, **147**, 1952.
- 3) Iwao, S., Alunite deposit (in Japanese), Chigaku Zasshi, **624**, 75~83, 1941.
- 4) Sonobe, R., Alunite and Roseki deposits (In Japanese), Science of non-metallic ore deposits, Chap. 2.
- 5) Kerr, P. F. and Kulp, J. L., Multiple differential thermal analysis, Amer. Min., **33**, 387~419, 1948.
- 6) Bramo, L., Cady, J. G., Hendricks, S. B. and Swerdlow, M., Characterization of kaolin minerals, Soil Sci., 273~287, **73**, 1952.
- 7) Sudo, T., Nakazawa, K., Amafuji, M., Kimura, M., Honda, S., Muto, T. and Tanemura, M., Studies on differential thermal analysis curves of Japanese clay minerals : Geol. Soc. Japan. Jour. **58**, 115~130, 1952.
- 8) Keller, W. D. and Westcott, J. F., Differential thermal analyses of some Missouri fire clays, Jour. Am. Cer. Soc., **31**, 100~105, 1948.

鉱物学及び結晶学

8612, Dillnite 及び ズニ石 との関係 Konta, J., Mráz, L.

Dillnite は既に 1849 年 チェコの Banská Belá で見出され SiO_2 約 25, Al_2O_3 55, 灼熱減量 20% の組成をもつ 鉱物名であるが, その後の吟味がなされず不確かな鉱物とされてきた。筆者等はオリジナルの産地の試料について数年来再検討を行いつつあり, 1955 年 Schaller は dillnite の X 線廻折像が ズニ石 と近似していることを指摘した。今回新に化学分析を行い多量の F の存在を確認した。分析に当つては特に灼熱減量, OH, F, Cl の定量に注意を払い次の結果を得た。 SiO_2 26.48, TiO_2 0.78, Al_2O_3 56.17, Fe_2O_3 0.06, CaO 0.83, MgO 0.19, MnO 0.01, $\text{H}_2\text{O} +$ 6.47, F 12.50, Cl 2.20, $-\text{O}(\text{F}, \text{Cl})$ 5.66. 合計 100.03 % で $\text{Al}_{15} \text{Si}_6 \text{O}_{25} (\text{OH}, \text{F})_{18} \text{Cl}$ に相当する。尚 Vermaas (1952) が ズニ石 に与えた式は $\text{Al}_{13} \text{Si}_5 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_{19}$ である。試料は 2μ 以下の四面体結晶で, 光学的に等方, $n=1.563$ (ズニ石は約 1.60), 比重は 2.87。ズニ石と dillnite は同形の鉱物で前者は F 含量少く, 屈折率が高いもの, 後者は F の含量が多く, 屈折率が低いものに対して名付ける。(Am. Min., 46, 629~636, 1961) [長谷川]

8613, 酸性一中性斜長石の 光学的方位 Marfunin, A. S.

An% と秩序度との連続的変化に対する光学的方位の変化, 即ち $\perp (010)$,

$[001]$, $\perp [001]$, $// (010)$ の移動を示す図を作製するために, まず文献から化学分析値のある斜長石を選び, それのないものは屈折率の $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ の平均値 N_{cp} を用いて実験式 $\% \text{An} = 1960.78 N_{cp} - 3004.31$ から組成を求めて, 光学的方位の測定値を引用した。一方 $\text{An}_{1.5-80}$ の範囲のソ連各地の深成岩の斜長石を選びその単結晶を切つて半分を "Silit" 炉で $1060 \pm 40^\circ$ で 12~300 時間加熱して, 高温型に向つて種々の程度に転移させ, 加熱しないものと共に光学的方位の測定に供した。An% は小片をガラスにしてその屈折率から求めた。文献および実験からえた 71 個の data について, Euler 角つまり 2 種の直角交座標間の関係を示す角を計算し, 各組成についてその極値を求めて低温型 (秩序度 1) 及び高温型 (秩序度 0) の標準値とみなし, これを用いて弾性軸に対する各結晶学的方位の移動図を組立てた。これは等組成曲線と等秩序度曲線との組合せによる網で, 秩序度を数値で表現することによつて漸移型斜長石も, 合理的に決定できるものである。(Izv. Akad. Nauk, USSR, Ser. geol., No. 5, 88~102, 1960)

[宇留野]

8614, 格子常数と密度の方法で調べられた TiO_2 相 Straumanis, M. E., Ejima, T., James, W. J.

青黒色~黄白色の各種の TiO_2 は 1400°C にて熱せられた TiO_2 により得られた。その温度での酸素の分圧は約 $2/3$ 気圧である。 TiO_2 の均一な相は $\text{TiO}_{1.983} \sim \text{TiO}_{2.000}$ の範囲であり, この試料の成分は格子常数と密度の測定より得られた。grayish と deeper colour の試

料の構造は不完全で、これは単位格子につき 0.034 イオン以下の酸素の欠落により生じたものである。正方晶系の TiO_2 相の格子常数は酸素の増加と共にやゝ変化する (a は増加, c は減少)。外挿法により得られた TiO_2 の 25°C における格子常数は $a=4.5937_3$, $c=2.9581_2$, ($\pm 0.00005\text{\AA}$), $c/a=0.6439$ で, 体積 $v=62.423\pm 0.004\text{\AA}^3$, $10\sim 60^\circ\text{C}$ 間の a, c 軸方向の膨脹率はそれぞれ $\alpha_a=6.9\times 10^{-6}$, $\alpha_c=9.9\times 10^{-6}$ である。 TiO_2 の巨視的な密度は $d_{25}=4.2493\pm 0.0005\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ で, 試料の密度は酸素の減少と共に減少する。(Acta. Cryst., **14**, 493~497, 1961) [秋月]

8615, Barium orthotitanate Ba_2TiO_4 の結晶構造 Bland, J. A.

BaO_2 , BaCO_3 , TiO_2 を 5:5:1 の割合で 1340°C , 20 時間加熱した後急冷して Ba_2TiO_4 の単結晶を作った。空間群は $\text{P}2_1/\text{n}$ で格子常数は $a_0=6.12\pm 0.03$, $b_0=7.70\pm 0.03$, $c_0=10.50\pm 0.03\text{\AA}$, $\beta=93^\circ 8'\pm 10'$ であり, 単位格子中に 4 つの Ba_2TiO_4 が存在する。この構造は $\beta\text{-K}_2\text{SO}_4$ 型で, $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ と厳密には同一構造をしていないが, 原子位置間には密接な対応性がある。即ち 4 面体の TiO_4 群と Ba との配列と考えられる。歪んだ perovskite 構造をもった強誘電体 BaTiO_3 と比較すると Ba_2TiO_4 と BaTiO_3 とともに最密充填には Ba に対して酸素原子の数の比が少なすぎるが, Ba_2TiO_4 の方に一層そのことが言える。(Acta, cryst., **14**, 875~881, 1961) [秋月]

8616, Quebec, Lacorne 産 holmquistite Karpoff, B.

Canada, Quebec の Lacorne 地域に

は Li に富むベグマタイトがあり, これから holmquistite が発見された。この鉱物はベグマタイト岩脈, 花崗閃緑岩及び角閃岩の接触帯に黒雲母, 角閃石と共存し, 変質鉱物として産する。単結晶 X 線法によつて測定すると単斜晶系ではなく, 斜方晶系であり, 直閃石と同じ結晶構造を示す。その化学分析結果は次の通り LiO_2 3.56, Na_2O 0.18, K_2O 0.15, SiO_2 59.73, TiO_2 0.17, Al_2O_3 11.21, FeO 8.92, Fe_2O_3 2.97, MnO 0.20, MgO 10.16, CaO 0.65, H_2O 0.02, $\text{H}_2\text{O}+2.08$, F 0.24, 計 100.15。光学性質は α 1.6022, β 1.646, γ 1.650, $2V_a 49^\circ$, $X=b$, $Y=a$, $Z=c$, 多色性 $X=\text{無色}$, $Y=Z=\text{紫}$, (21st Int. Geol. Cong., part 17, 7~14, 1960) [青木]

8617, 鉄, マンガン 鉱物の安定関係 Muan, A., Sömiya, S.

急冷法を用いて空気中における 4 成分系 Fe-Mn-Si-O の $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Mn}_3\text{O}_4\text{-SiO}_2$ 系の液相温度における相の関係を研究した。この系の液と平衡にある結晶相は次の通り, 珪酸鉱物, バラ輝石, テフロ石, スピネル固溶体 (は $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Mn}_3\text{O}_4$)。Primary phase は珪酸鉱物とスピネルが大部分を占め, バラ輝石とテフロ石の安定領域は酸化マンガン-珪酸結合線附近の狭い区域に限られている。またダイアグラムの大部分には 2 相の不混和液が共存する。一般に液相線の温度は酸化鉄-珪酸結合線から酸化マンガン 珪酸結合線の方へ下降している。この系の最低液相温度は空気中で 1205°C である。代表的な混合物の晶出径路を説明し, 酸化鉄-酸化マンガン系の液相線上に最低温度があるため, この系が非常に複雑であることについて述べている。(Am. Min., **46**, 364~378, 1961) [青木]

8618, New Jersey 州 Franklin 産のテフロ石 Hurlbut, C. S.

Franklin 産のテフロ石の分析結果には多量の ZnO を含有している。このテフロ石を紫外線蛍光や顕微鏡で検すると (100) 及び (010) に平行に珪酸亜鉛鋳 Zn_2SiO_4 の薄葉がみられ、離溶によって生じたものと思われる。即ち、分析結果に表われた全ての Zn がテフロ石中に完全な固溶体とし含まれるものではない。 Mg , Zn を含む各種のテフロ石を合成しその屈折率 β と d_{130} spacing を求めたが、 Zn の混溶度の限界は決定してない。 β 及び d_{130} spacing 共 Mg の増加につれ直線的に低下している。 Mn_2SiO_4 の Mn を Zn で置換しても、その物理性的変化には大きな影響を及ぼさず、むしろ Mn が Mg , Fe , Ca で置換された場合の方がそれらの変化が著しいと考えられる。(Am. Min., 46, 549~559, 1961) [長谷川]

8619, Skye 島, Portree の tacharanite 及びその他の含水カルシウム珪酸塩鋳物 Jessie, M. S.

橄欖石粗粒玄武岩の気孔の中には沸石や種々の含水カルシウム珪酸塩鋳物が含まれている。確認された鋳物は tobermorite, gyrolite, saponite, calcite, mesolite, thomsonite 及び tobermorite 族と思われる新鋳物である。新鋳物は屈折率 1.537, 比重 2.36, 分子式 $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 分析値 SiO_2 41.8, Al_2O_3 5.6, Fe_2O_3 0.3, MgO 3.2, CaO 33.6, Na_2O 0.6, K_2O 0.1, H_2O 15.2 で tacharanite と命名された。この鋳物は大気にさらされると容易に tobermorite と gyrolite に分解する。急冷する粗粒玄武岩は空胞を残し、残留溶液がそれを充填するのであるが、

この場合は沸石が最初に出来、後に tobermorite が交替したものと考えられる。(Min. Mag., 32, 745~753, 1961) [千葉]

岩石学及び火山学

8620, New South Wales の基性、超基性捕獲岩 Wilshire, H. G., Binns, R. A.

Australia, New South Wales の第3紀玄武岩及びランプロファイアー中には橄欖石、輝石及び斑縞岩等の塩基性及び超塩基性捕獲岩が発見され、それらのうち橄欖岩が最も多い。また捕獲結晶はこれらの火山岩中に不安定な型で存在し結晶縁は著しくマグマと反応している。上記捕獲岩から来た捕獲結晶は New South Wales の火山岩の約 40% に存在している。これらの捕獲岩類はマグマが生成された mantle から誘導されたものである。論文には詳細な捕獲岩の記載と橄欖岩3個、母岩2個、橄欖岩、輝石及び斑縞岩から分離した単斜輝石7個の化学分析値を示している。(Jour. Petr., 2, 185~208, 1961) [青木]

8621, シベリアトラップの亜アルカリ岩 Yudina, V. V.

シベリア platform の東部、下部古生代のアンガロ、レーン 陥没地と上部古生代のツングース向斜の間にみられる貫入岩体について地質調査、顕微鏡観察、化学分析を行い、成因に関して若干の考察を述べている。亜アルカリ岩の貫入岩体は形式の時期からみて二つのグループに分けられる。

a) <初生>magmatic rock で SiO_2 が 45.6~50.72 の粗粒玄武岩。post-magmatic な方沸石と自変質作用による

エジル輝石を含み Na_2O は 2.8% 以下である。この岩石の形成には自変質作用が重要な役割を果している。b) post magmatic な溶液によつて、急冷凝固したトラップが変形される際に形成された<二次的>変質したテッシェン岩—粗粒玄武岩で、 SiO_2 は 44.3~53.6%, Na の交代作用が決定的な要素で Na_2O は 5.9% まで増加している。以上のような岩石を形式する揮発成分やアルカリに富んだマグマが生ずるものは、マグマ溜における進化が長い結果と考えられる。(Bull. Acad. Sci. USSR, 79~97, 1961) [千葉]

8622, ソレーアイトマグマの成因

Kushiro, I.

ソレーアイトマグマは upper mantle を構成している橄欖岩中の頑火輝石の分解熔融を含む部分熔融によつて生成される。頑火輝石の分解熔融に及ぼす圧力の影響を近似計算と Yoder と Tilly の実験結果から調べた。頑火輝石の分離熔融は約 10,000 バールの圧力で消えることが推定された。このことからソレーアイトマグマは地下約 35km より浅い所で生成されることになる。即ちソレーアイトマグマは大陸地域では地殻の玄武岩層の全体熔融で生成されるが大洋地域では 35km より浅い mantle の部分熔融で生成され、アルカリ橄欖石玄武岩マグマはこれより浅い所で生成される。(Jap. Jour. Geol. Geogr., 32, 31~37, 1961) [青木]

8623, 火成岩の成因系統 Szádeczky-Kardoss, E.

揮発性物質のはいつた鉱物を含む火成岩は岩石の体系で十分に考えられていないので、この点について考察している。問題になる揮発性物質は主としてマグマ

と周囲の岩石の相互作用によつてもたらされたものである。この揮発性物質は分圧の低い方向への選択的な移動によつて決まる。揮発性物質を考慮に入れて火成岩の成因系統を分類すると次の 5 つに大別される。1) orthomagmatites, 高温で結晶作用を行ない、揮発成分少なく、主として深所の(超)基性溶液から導かれた。2) hemiorthomagmatites, 中間の温度で結晶作用を行ない、揮発成分(特にアルカリ)が多く一部は固化岩から、一部は orthomagma がシアルを同化して生じた。例は花崗岩とアルカリ岩。3) hypomagmatites, 低温で結晶作用を行ない揮発成分多く、著しい揮発成分の移動により ortho 又は hemiorthomagma から導びかれた。4) metamagmatites, 揮発成分を含む鉱物により、低温で置換された火成岩 5) pegmatites-pneumatolites-hydrothermalites (21st Int. Geol. Cong., part 13, 260~274, 1960) [青木]

8624, 日本産花崗岩類の化学組成 Hattori, H., Nozawa, T., Saito, M.

1956 年末までに発表された日本産花崗岩質岩類の 528 個の化学分析値のうち SiO_2 % 55 以上のもの 440 個を選びその平均化学組成を求めた。 SiO_2 69.17, TiO_2 0.39, Al_2O_3 15.00, Fe_2O_3 1.05, FeO 2.48, MnO 0.10, MgO 1.15, CaO 3.15, Na_2O 3.45, K_2O 3.01, P_2O_5 0.13, $\text{H}_2\text{O} +$ 0.74, $\text{H}_2\text{O} -$ 0.30. これらの化学分析値を種々のダイアグラムに点示して考察すると、日本産花崗岩類の特徴は SiO_2 が多く、アルカリが少ない。(21st Int. Geol. Cong., part 14, 40~46, 1960) [青木]

8625, 変成鉄鉱層の相平衡 Kaonck S. H.

Northern Quebec の変成鉄鉱層の鉱物組合せを研究し、34 個の鉱物をじん速法にて化学分析を行つている。鉄鉱層は三つの相に分けられ、(1) 石英—鏡鉄鉱 (2) 石英—磁鉄鉱 (3) 石英珪酸塩である。(3) は主に石英、鉄紫蘇輝石、鉄普通輝石、カミングトン角閃石、方解石より構成される。Arfvedsonite とエジリン—ヘデンベルグ輝石が磁鉄鉱に富んだ岩石にあらわれる。(3) 及びその上部の火成岩源の塩基性岩について、共生鉱物の化学分析を行つた。その結果は次の事を示している。i) 鉱物は互に平衡に近い。ii) カミングトン角閃石は鉄紫蘇輝石より MgO/FeO 比に高い。iii) Ca とむ相は高い MgO/FeO 比を示す。iv) 鉄紫蘇輝石と鉄普通輝石との solubility gap は 43mol% である。又輝石と角閃石の安定関係を新しい資料から議論し、 $FeO-CaO-SiO_2$ 系では $MgO-CaO-SiO_2$ 系とやや異つた様相をしばしば示している。ヘデンベルグ輝石は過剰の CO_2 の存在下では恐らく不安定である。又揮発性成分の役割にも考察を加えている。含珪酸塩層の珪酸塩鉱物の源は含水鉄珪酸塩と炭酸塩と考えられ、変成作用の間に、含水炭酸塩鉄鉱層に生じた化学反応の順序を示している。(Jour. Petr., 2, 137~184, 1961) [大貫]

8626, カリフォルニア州 Clear Creek の硬玉 Coleman, R. G.

San Benito County の New Idria 蛇紋岩はグレイワツケ、緑色岩その他の tectonic inclusion を含んでいる。このうち keratophyre 質の inclusion に二つの型の硬玉が見出される。1 つは、緑色の硬玉塊がロジン岩質の外縁部に囲まれており、他は曹長石 crossite 片岩中に見出される。硬玉の成分は、前者が

Jd_{75} , $AC+Di+He_{25}$ 程度であり、後者は Jd_{97} に達し純粋の硬玉に近い。実験的には、一般に硬玉の生成には高压が必要で、 $500^{\circ}\sim 700^{\circ}C$ の温度で 1500 バールの圧力が考えられる。この PT 条件は地下 37km の位置を示唆する。地質学的事実から New Idria 地方ではこのような深度は考えられない。しかし anhydrous な条件下では、硬玉の生成が $240^{\circ}C$, 2000 バールで可能である。この地方では、局所的な前裂作用も一因をなすが、珪酸に乏しいそして dry な環境が硬玉生成の温度、圧力を引き下げたのであろう。(Jour. Petr., 2, 209~247, 1961) [大貫]

8627, Sutherland, Scorie 超塩基性及び塩基性片麻岩 O'Hara, M. J.

Sutherland, Scorie Bay 附近の Lewinsin 変成岩類には、granulite 相に属する縞状片麻岩の一部に長くのびた巾 100 ヤード以下の超塩基性及び塩基性片麻岩が存在する。超塩基性及び塩基性岩体は、純橄礫岩或は橄礫岩片麻岩を中心に、外部へと輝岩片麻岩に変化し、“contact” 片麻岩を経て、柘榴石片麻岩、塩基性片麻岩へと移行する。“contact” 片麻岩は輝石と柘榴石を含み、柘榴岩片麻石、塩基性片麻岩は、斜長石と共に斜方輝石、単斜輝石の両者を含んでいる。これらの岩石に含まれる各種鉱物の主要化学的成分、微量成分を、各種岩石のそれらと共に示して、各種岩石間の化学的な変化と鉱物の paragenesis について論じている。この超塩基性及び塩基性片麻岩は原岩を考えると、“縞状片麻岩岩漿”の早期の分化物とする解釈や、一つの岩系として貫入した岩床と考える説もあるが次の如く説明される。即ち超塩基性岩が貫入し、granulite 相の条件

下で、超塩基性岩と母岩との間の反応によつて塩基性岩が生成した。そしてこの反応を与えている。のこときの original contact は “contact” 片麻岩の生じた位置であろう。(Jour. Petr., 2, 248~276, 1961) [大貫]

金属鋳床学

8628, 含銅硫化鉄鋳床に関する交代地域の微量成分 Kuroda, Y.

日本の含銅硫化鉄鋳床の一つである日立鋳山の母岩は主として直閃石相に属する直閃石-堇青石岩で、その交代作用及び鋳化作用はフィンランドの Orijarvi 地方とよく類似している。鋳床は高温熱気交代作用により形成されたと考えられ、母岩の交代作用の進んでいる程鋳化作用が強いので、交代作用の程度による岩石の主成分及び微量成分の変化を求め考察した。主成分では交代作用が進むに従い Fe, Mg が増大し Ca が顕著に減少する。微量成分の Sr は Ca とその挙動を共にし、主に長石中に含まれていると思われるが、鋳体に近づく程長石の減少と共に少なくなる傾向が認められる。以上の結果は日本の浅熱水性鋳床の母岩変質に認められる結果とよく一致するが Ni, Co, Cr 等はこれと一致せず Mg, Fe, の増大につれ多くなると云う傾向は認められる。一般に微量成分変化の度合いは主成分変化に較べて少さい。(Econ. Geol., 56, 847~854, 1961) [島]

8629, 硫化物片岩と鋳石の成因的關係 Marmo, V.

Finland 及び Sweden には一般に黒色片岩と呼ばれる雲母、石英、石墨等と硫化鋳物からなる pre-Cambrian の鋳床

が分布する。これ等は硫化物片岩と呼び得るもので、母岩は腐泥源のものであることは疑いなく、堆積中のよどんだ水中での還元により生じた。これ等の典型的なものは硫化鉄に富み、磁硫鉄鋳が含まれることがあるが、黄鉄鋳が唯一の硫化物であることもある。成因的には硫黄バクテリアの作用が鉄の硫化物及び石墨に対して主たる原因をなす。腐泥は重金属の吸着が著しく、Cu, Zn, Pb, Mo, V 等を多く含むことが知られているが、これから由来された変成岩も全く同様の傾向を有し、火成岩中のそれよりも多いこの様なことから硫化物片岩では母岩と鋳石は同生的のものであると帰結できる。片岩中の硫化物は、母岩中に平均して鋳染し、硫化鉄に特に富むが、黄銅鋳、閃亜鉛鋳も同様に存在する。しかしこれ等は硫化鉄の粒より始まる小脈として生じており、特に閃亜鉛鋳は他の硫化物を脈状に切る。これは Cu 及び Zn の局部的移動によるものであり、もし tectonic movement が著しければ移動と濃縮が更に顕著となり、大きな鋳脈となるであらう。実際に磁硫鉄鋳、黄銅鋳の大きい鋳脈が存在する。この成分の移動には腐泥中の水が大きな作用をし、その時は温度、圧力も上昇し、熱水鋳床の原因となるであろう。所謂熱水鋳床は主として硫化物片岩等の水成岩からもたらされたものと考えられる。(21st Int. Geol. Cong., part 16, 160~163) [鈴木]

8630, 鋳化流動体の立場から見た液体包有物 Roedder, E.

熱水鋳床産閃亜鉛鋳の液体包有物中にある不透明物質を精しく調べ熱水鋳床の鋳化流動体が鋳床生成時にどの位の鋳石鋳物の成分を濃集していたかを論じている。まず液体包有物中の不透明鋳物に

ついて次の様な解釈を下す。1) 包有物のうちある種のもは鉍石や脈石が沈澱したと全く同一な鉍化流動体を取りこんでいる。2) これらの包有物はとじこめた後でも物質の増減はなかつた。3) 温度降下に伴つて包有物の内部で鉍物が沈澱しはじめる。4) 包有物中で沈澱した鉍物が不透明であれば見分けられる。この種の不透明鉍物を持つ液体包有物を含む閃岩鉍鉍は非常に稀でかつ産地も限定される。不透明鉍物は硫化物であろうと考えられる。不透明鉍物の比重を 5 とし包有物中の不透明鉍物の割合を計算すると、 0.001g/l から 0.01g/l の値を得る。鉍体の重量を Ag 鉍化流動体の流速を $\gamma\text{l/sec}$ 、鉍床生成に要した時間開を $t\text{ sec}$ 、鉍化流動体中の鉍石鉍物の割合を lg/c とすると、 $A=\text{cvt}$ の関係が考えられる。今までに判明している数値をこの式に代入すれば、 c として上で得た値とほぼ一致した値が得られる。この実験から得られた流動体中の鉍石鉍物の濃度は地質学的に考えて適当なものであろう。(21st Int. Geol. Cong., 16, 218~229, 1960)

[上野]

石油鉍床学

8631, 傾斜海底に於ける濁水流実験 Buffington, E. C.

大洋に於ける濁水流 (turbidity currents) の作用は、種々の堆積現象を説明するものとして殆んど完全なもののように認められているが、高密度、高速度の濁水流 (密度 1.20, 速度 15 ノット以上のもの) の存在は、直接の観察証拠のないこと発生機構の説明し難い点などから疑わしいものに思われる。自然に近い状態の濁水流を生じさせる目的で、カリフォル

ニア、サンジェゴ沖の深度 40 フィート、 $13\sim 20^\circ$ 傾斜の海底に、約 140l 入りの箱を用意し、この中に砂、シルトを種々の割合で混合したものを入れ、種々の傾斜角度で海底上に流出させ、アクアラングを用いて、これを直接海中で観察した。実験した海底傾斜は平均 16° で、continental slope の平均傾斜よりも急で、殊に流動試料を入れた箱の傾斜は 40° を越し、試料は殆んど凝集性がないのにも拘らず、高密度、高速度の濁水流は生じなかつた。勿論、用いた流動試料の全容量の点が問題になるが、若し、高密度、高速度の濁水流が存在するとしても、それは一般的でなく、又 small-scale では存在せず、特殊な場所、場合に起る catastrophic なものであろう。実験に於てみられるように、水を通しての未凝固流動試料は、すぐに拡散してしまい、高密度の流動体をそのまゝ長い時間、距離にわたつて維持することには疑問が残る。空気中で起る相似た現象の “nuée ardente” との比較によつても高密度、高速度の濁水流の存在は疑わしい。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45, 1392~1400, 1961) [田口]

8632, 堆積岩中の有機物の研究 Khalifeh, Y., Louis, M.

地質時代の硅質岩、頁岩、(大部分従来、石油母岩とみなされているもの)、石灰質岩及び現世堆積物など、夫々若干個の試料について、クロロホルム抽出後の堆積物中の有機炭素、全窒素、 C/N 、 PR/C などを測定し、有機物の酸化曲線を求めた。その結果、堆積物中の有機物が選択的に酸化して行く機構は明らかでないが、それでも、この方法によつて有機物質の堆積条件による相異点のいくつかを明確にすることができた。特に、著

者らは三つの型の酸化曲線を得た。(i) 上昇曲線：母岩の特性曲線。(ii) 下降曲線：石油を生成したことのない地層の特性曲線。(iii) 水平に近い曲線：現世海成軟泥の特性曲線。なお、海成堆積物と陸成堆積物の明確な区別は認められない。こゝに示した方法が、必ずしも母岩としての絶対的証拠になり得ないとしても、石油を生成しなかつた地層との区別を可能にし、従つて、堆積物中の有機物の問題に関して補足的な役割を指示するものである。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 22, 50~57, 1961) [島田]

8633, Santa Barbara 湾の現成堆積物 Hülsemann, J., Emery, K. O.

Santa Barbara 湾は、その表面水が高生物相で、底水は低酸素、湾央の深部の堆積物中には H_2S を含み、底棲生物は少い点で、南部カルフォルニア沖の海盆の数ある中でも、研究の対象として興味あるものに属する。コアにより知られたことは、底棲動物の少ない期間の堆積物の中には、冬期の細土と粘土及び、春期の珪藻の沈積によるラミナが一種の varve を作つていること、また底棲動物の豊富な期間では、このラミナが全く混合されて均質な堆積物が形成されておりさらに、この両者の間を割つて、細土と粘土とからなる濁水流堆積物がみられたことである。この濁水流堆積物は比較的細粒のため、広く海盆内に、かなり均等に堆積したため、極めてよくコアの対比に有効である。また底棲生物の生息にもあまり影響していない。これらの3種の堆積物の粒度、厚さの(累積)頻度、海盆内の分布、各層内のラミナの対応数の頻度などを詳しく検討し、また濁水流

及び酸素の供給源等を考察して、この海盆が Black Sea 的な停滞盆地でないことを述べ、さらに地質時代のラミナや濁水流堆積物との比較考察を行った。(J. Geol., 69, 279~290, 1961) [加藤]

8634, Spectral brightness による西部 Turkmenian 白亜紀砂岩の識別と、その効用 Romanova, M. A.

西部 Turkmenia の Big Balkhan Mt. 及び Tuar-kyr 地区の中部白亜紀砂質岩(硬砂岩～花崗砂岩)について spectral brightness を測定し(U. S. S. R の State Optical Mechanical Plant, Leningrad 製のユニヴァーサル・フォトメーター $\phi M-2$ を使用)、その結果と鉱物組成(無色鉱物及び重鉱物)、化学成分(Carbonate 及び FeO, Fe_2O_3 —soluble)(何れも粒度別の分布を検出)との関係を検討した。それぞれ 28 個の試料について、mean value として、 $\bar{p}420 < 490, 490 < 570, 570 < 680$ の波長に対して、17.7, 22.6, 29.7 及び 14.9, 19.1, 24.5 がそれぞれ得られ、これらの中から、その内容を指示するものとしていくつかの型が求められた。結果として、quartz, hematite, soluble FeO, Fe_2O_3 の量とのよい相関がえられた。また粘土質物の含量の増加は、短一中波部分の brightness を減少させること、carbonate 含有量の増加は中一長波部分にその減少をみる。この結果からみても、岩質組成したがつてまた岩相解析(試料は同時期の地角斜堆積物)にも役立つことが確かめられ、この方法の堆積岩岩石学への効用があげられることを指摘した。(J. Geol., 69, 261~278, 1961) [加藤]

岩石鉱物鉱床学会誌

第 46 卷

自 第 1 号 (昭和 36 年 7 月)
至 第 6 号 (昭和 36 年 12 月)

総 目 録

研 究 報 文

岐阜県苗木産水晶の微量成分	{大森 啓一 今野 弘	1
水晶の錐面にみられる成長丘	秋月 瑞彦	11
ベンヴィス鉱の加熱変化	伊藤 建三	17
岡山県の三郡変成岩中のパンペリー石	{関 陽太郎 光野 千春	26
メキシコ Guerrero 州 Huitzucó 産リビングストーン石と Las Pailas 産黒辰砂について (予報)	{安達 和夫 針谷 宥	28
花崗岩接触部における放射能分布ならびに元素の分布につ いて (追補)	{初田 甚一郎 西村 進	33
北海道の熔結凝灰岩の岩石化学的研究 (II)	{佐藤 文男 香川 義郎 白幡 浩志	39
バーネス鉱の加熱変化について	岡田 広吉	48
福島県石川町塩沢後田ベグマタイト産の褐簾石, フエルグ ソン石およびモナズ石の化学成分	長谷川修三	57
福島県雲水峰鉱山産蛭石の X 線の性質	{大森 啓一 長谷川修三 吉岡 隆	62
イネス石の加熱変化	伊藤 建三	65
蔵王火山の岩石学的研究	千葉とき子	73
筑豊中部地域の夾炭層に伴う耐火粘土の産状と性質	星野 義昭	83
珪線石, 紅柱石, 藍晶石及びダイアスポアの赤外線吸収	大森 啓一	89
On spherular aggregates of enstatite in serpentinite from Kawai district, Kitakami mountainland, Japan	H. Onuki	92
岩木火山の岩石学的研究	{河野 義礼 青木謙一郎 門脇 淳	101
長野県高遠地方の領家深成岩類	蟹沢 聡史	111
大崩山花崗岩における汚染影響	大庭 昇	119

山形県関根産灰礬柘榴石及び福島県関ヶ畑産灰礬柘榴石	{大森 啓一 関 寿和 菅井敬一郎	128
福岡県竜田鉱山産閃ウラン鉱の産状と絶対年令	{井上 秀雄 佐藤 和郎	133
羽越地方のフオッサマグナ擾乱と奥羽脊梁山脈の造山運動 について	江原 真伍	138
勢多カオリンの2,3の性質	根本 忠寛	147
鉱床周辺の放射能分布について	{初田 甚一郎 西村 進 広瀬 吉久	151
方鉛鉱の化学成分と物理性について	斎藤 浩三	158
北海道有珠火山外輪山熔岩中のビジオン輝石斑晶について	大場与志男	172
含ニッケル磁硫鉄鉱々床を中心とする斑礫岩類の岩相変化 (I) 北部日高山脈, 札内岳附近の鉱化域における斜 長石組成変化	金 詰祐	178
沖縄の変成岩	種子田定勝	187
福岡県篠栗産ブルース石	{白水 晴雄 小川留太郎 田中 信也 宮久三千年	191
方鉛鉱の加熱による再結晶について	斎藤 浩三	196
岐阜県恵比寿・遠ガ根両鉱山産砒鉄鉱	五十嵐俊雄	202
熊本県房山花崗岩における汚染影響 (I) 市房山附近の地 質と花崗岩	大庭 昇	208
春別川上流域にみられる日高変成帯西縁の塩基性岩類につ いて	渡辺 順	213
六配位および四配位金属錯イオンを有する硫酸塩の赤外線 吸収	{大森 啓一 久保 忠道	223
Barite in the roseki from the Tochiyara mine, Hyogo Prefecture	{M. Muchi Y. Hoshino	226

会 報

昭和 36 年度本会役員, 会員動静, 投稿規定他

新 刊 紹 介

Electrochemical induration of weak rocks. By N. I. Titkov et al.

抄 録

鉱物学及び結晶学	石英—鱗珪石変移	他 37 件
岩石学及び火山学	頁岩の蒸気圧下の熔融	他 55 件
金属 鉱 床 学	金属硫化物の固体拡散及び気化作用の実験研究	他 20 件
石油 鉱 床 学	大西洋の深海堆積物コア	他 25 件

投稿規定

投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書、英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮小するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため、著者名、表題、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが、それ以上は実費を著者が支払うこと。

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

青木謙一郎	秋月 瑞彦	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
上野 宏共	牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁
大沼 晃助	大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史
河野 義礼	今野 弘	島 敬史	島田 昱郎	鈴木 光郎
関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	千葉とき子	長谷川修三
山岡 一雄				

昭和 36 年 12 月 1 日 印刷

昭和 36 年 12 月 5 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③ 5111 (内線311)〕
編集兼発行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2207〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学
部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕
本会会費 一ヵ年分 正 会 員 1,000 円
購読会員 1,800 円
本誌定価 一 部 150 円 (会員外)
© 1961

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

Brucite from Sasaguri, Fukuoka Prefecture	
..... H. Shirozu, T. Ogawa, N. Tanaka and M. Miyahisa	
Recrystallization of galena on heating	K. Saito
Löllingite from Ebisu mine and Tohgane mine, Gifu	
Prefecture	T. Igarashi
Contamination-effect in Ichifusayama granite(I)	N. Oba
On the amphibolitic rocks of the upper course of Syumbetsu	
River, Hidaka, Hokkaido	J. Watanabe
Infrared absorption spectra of sulfates containing hexa-and	
tetra-coordinate metallic complex ion.....	K. Omori and T. Kubo
Barite in the roseki from the Tochiwara Mine, Hyogo	
Prefecture	M. Muchi and Y. Hoshino

Notes and news

Announcements from the Association

Abstracts :

Mineralogy and crystallography. Dillnite and its relation to zunyite, etc.

Petrology and volcanology. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales, etc.

Sci. of metallic deposits. Minor elements in a metasomatic zone related to a copper-bearing pyrite deposits, etc.

Sci. of petroleum deposits. Experimental turbidity currents on the sea floor, etc.

Published monthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan